

Die kontaktmetamorphe Überprägung basischer kristalliner Schiefer im Kontakthof des Steinwald-Granits nördlich von Erbendorf in der bayrischen Oberpfalz*.

Von

Siegfried Matthes, Frankfurt (Main).

Mit 39 Abbildungen sowie 2 Tabellen im Text, auf Taf. I—XIII und auf
1 Beilage.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
A. Vorwort und Problemstellung	3
B. Das Schrifttum über kontaktmetamorph umgewandelte kristalline Schiefer	4
C. Der Metabasitkomplex bei Erbendorf in der Oberpfalz	6
Geographische Abgrenzung, allgemeine geologische und petrographische Verhältnisse	
D. Die Zone der kontaktmetamorph überprägten Metabasite bei Erbendorf	7
I. Geographische Abgrenzung der Kontaktzone und allgemeines geologisch-petrographisches Erscheinungsbild	7
II. Die Serpentine und ihre kontaktmetamorph überprägten Produkte	8
a) Unveränderte Serpentine außerhalb des Kontakthofes des Steinwald-Granits	8
b) Kontaktmetamorph veränderte Serpentine innerhalb der Kontaktaureole des Steinwald-Granits als vorwiegend thermische Produkte ohne wesentliche Stoffwandlung	12
1. Serpentinesteine mit Talk-Porphyroblasten	12
2. Olivin-Hornfelse (ummingtonitführend)	17
3. Enstatit-Olivin-Hornfelse (ummingtonitführend)	26

* Als Habilitationsschrift von der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Frankfurt/M. angenommen.

	Seite
c) Kontaktmetamorph veränderte Serpentinite unmittelbar am Granitkontakt mit stärkerer sukzessiver Stoffwandlung im Bereiche des Kron-Berges	29
1. Enstatit-Olivin-Hornfelse (cummingtonitführend) mit sukzessiver, partieller Talkisierung	30
2. Enstatit-Olivin-Hornfelse (cummingtonitführend) mit vorherrschend sukzessiver, partieller Chloritisierung unter Spinellbildung	32
3. Olivin-Hornfels mit vorherrschend sukzessiver Hornblendisierung	33
d) Kontaktmetamorph veränderte Serpentinite mit sehr starker Stoffwandlung am Fuße des Kron-Berges	34
Plagioklas-Amphibol-Hornfelse	35
e) Der hybride Berührungssaum des Steinwäld-Granits am Fuße des Kron-Berges	38
III. Die Prasinit-Serie und ihre kontaktmetamorph überprägten Produkte	39
a) Die unveränderten Prasinite und ihre reliktsichen Bestandmassen ortho- und paragenetischer Abkunft außerhalb des Kontakthofes	39
b) Die kontaktmetamorph überprägte Prasinit-Serie	42
1. Plagioklas-Amphibol-Hornfelse	43
2. Plagioklas-Amphibol-Hornfelse mit Biotit und Chlorit	45
3. Plagioklas-Amphibol-Hornfelse mit Einschlüssen von epidotführenden Diopsid-Vesuvian-Hornfelsen	47
4. Quarz-Plagioklas-Hornfelse, amphibolführend (Meta-Quarzkeratophyr-Hornfelse)	49
IV. Allgemeine petrogenetische Schlußfolgerungen auf der Grundlage vorliegender Untersuchungen über kontaktmetamorph umgewandelte Metabasite bei Erbdorf (Oberpfalz)	52
a) Kristalloblastese und Gefügearten (Struktur und Textur) der vorliegenden kontaktmetamorph überprägten Metabasite	52
b) Die stofflich-chemische Bilanz der vorliegenden Kontaktmetamorphose: ein Beitrag zur Frage der Stoffhaltung oder Stoffwandlung bei der Genese von Metabasit-Hornfelsen, insbesondere Serpentin-Hornfelsen	64
c) Die physikalischen Zustandsbedingungen (Temperatur- und Druckbedingungen) bei der Bildung von ultrafeinischen Metabasit-Kontaktfelsen am Südwestrand des Steinwäld-Granits. (Ein Beitrag zur „geologischen Thermometrie“)	75
d) Die mineralfazielle Zuordnung der untersuchten Typen kontaktmetamorph überprägter basischer und ultrabasischer Metamorphite	83
E. Literaturverzeichnis	89



A. Vorwort und Problemstellung.

Neuere, insbesondere nach mehr mineralfaziellen und gefügeanalytischen Gesichtspunkten im kristallinen Grundgebirge angesetzte petrogenetische Untersuchungen haben immer wieder gezeigt, daß der mannigfaltige metamorphe Gesteinsinhalt solcher Kristallinvorkommen im allgemeinen nicht durch eine einmalige und einzige Metamorphose sein petrographisches Gepräge erhalten hat. Es kann vielmehr als gesichert gelten, daß solche metamorphe Gesteinsglieder meistens wiederholten und oft getrennten metamorphen Einformungsakten — unter variierenden physikalisch-chemischen Bedingungen — ihre Entstehung verdanken. Einzelne Etappen ihrer Metamorphose sind noch mehr oder weniger deutlich in Gefüge und Fazies eines werdenden und vergehenden Mineralbestandes abgebildet. Häufig wirkte jedoch der letzte Akt einer solchen polymetamorphen Einformung so intensiv, daß ein älteres Geschehen überhaupt vollständig ausgelöscht sein kann; in weiteren Fällen hat andererseits der letzte Akt keine besonders markanten Spuren hinterlassen, so daß er hier nicht selten übersehen worden ist.

Mit einem letzten Akt metamorpher Überprägung im kristallinen Grundgebirge, der weitgehend Mineralbestand und Gesteinsgefüge älterer metamorpher Einformung ausgelöscht hat, beschäftigt sich die folgende Untersuchung.

Problemstellung.

1. Es soll der Spezialfall einer thermischen Überprägung kristalliner Schiefer der ultrabasischen und basischen Gruppe (Serpentinite und Prasinite) durch Kontaktmetamorphose eingehend und quantitativ behandelt werden. Es soll eine Physiographie solcher im Schrifttum bisher kaum bekanntgewordener Bestandteile einer Kontaktaureole eines jüngeren Granitplutons, insbes. Serpentin-Hornfelse und Prasinit-Hornfelse gegeben werden.

2. Serpentin-Hornfelse (Enstatit-Cumingtonit-Olivin-Hornfelse, Cumingtonit-Olivin-Hornfelse) und die durch garbig-büschelige Talkaggregate porphyroblastisch gewordenen Serpentinite insbesondere sollen zur Überprüfung von Stoffverschiebungen (Stoffzufuhren aus

dem Granit, aber auch Stoffabwanderungen nach dem Temperaturgefälle) während des Aktes der kontaktmetamorphen Überprägung herangezogen werden, da sich diese Kontaktgesteine von stofflich ausgesprochen monotonen und extensiv stofflich gleichzusammengesetzten Edukten ableiten. (Es liegt der besondere Fall eines überprüfbaren Stoffhaushaltes einer Kontaktmetamorphose vor.)

3. Unter Auswertung experimenteller Ergebnisse aus den letzten Jahren über die Zustandsbedingungen im System $\text{MgO—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ sollen vergleichsweise quantitative Vorstellungen über die Temperaturbedingungen gewonnen werden, die bei der Bildung der Serpentin-Hornfelse im Bereiche der Kontaktaureole geherrscht haben mögen. (Neue Beispiele zur „geologischen Thermometrie“).

B. Das Schrifttum über kontaktmetamorph umgewandelte kristalline Schiefer.

Bei kristallinen Schiefen mit Tonerde- bzw. Kieselsäure-, aber auch Kalkvormacht, vorwiegend von paragenetischer Abkunft, sind kontaktmetamorphe Überprägungen aus vielen Gebieten beschrieben worden, besonders eingehend aus dem schottischen Hochland. Eine zusammenfassende Darstellung (unter Nennung wenigen Schrifttums) gibt A. HARKER in seinem Buche „Metamorphism“ unter „repeated“ bzw. „multiple metamorphism“ (S. 321—330).

Erst in neuerer Zeit sind von A. SCHÜLLER (1934, 1936) Mikroklin-Oligoklas-Andalusit-Biotit-Hornfelse aus dem mittleren Fichtelgebirge als Kontaktbildungen von Quarz-Albit-Sericit-Gneisen orthogenetischer Abkunft erkannt worden. Auch in dem im Detail längst geologisch aufgenommenen Gebiet von Mittelsachsen hat erst in letzter Zeit H. HENTSCHEL (1940) eine verkannte petrogenetische Auffassung des „Biotitgneises von Munzig“ widerlegen und ebenso als kontaktmetamorph durch das benachbarte Meißener Syenitmassiv überprägten Sericit-Chlorit-Gneis von meta-granitischer Abkunft sicherstellen können.

Außerordentlich selten ist seither eine kontaktmetamorphe Überprägung von Metabasiten orthogenetischer Abkunft

beschrieben worden. TILLEY (1924) hat Plagioklas-Amphibol- und Plagioklas-Pyroxen-Hornfelse aus dem Kristallin Schottlands untersucht, die er in diesem Sinne als kontaktmetamorph durch einen Diorit umgewandelte "epidiorites" der schottischen Geologen deutet. Diese "epidiorites" sind offensichtlich prasinitischen Amphiboliten recht ähnlich.

Erst in letzter Zeit hat C. DURRELL¹ (1940) aus der südlichen Sierra Nevada (Kalifornien) auch andere bisher unbeachtet gebliebene Glieder kontaktmetamorph überprägter Metabasite bekanntgemacht, insbesondere Gabbroamphibolit-Hornfelse und Serpentin-Hornfelse. In diesem Zusammenhang interessieren besonders die vom Rocky Hill Stock beschriebenen kontaktmetamorph überprägten Serpentinesteine. Die diesbezüglichen Ausführungen sind jedoch relativ knapp gehalten, und es wird nur von einem Gesteinstyp berichtet. Es ist aber bemerkenswert, daß in Mineralbestand und Struktur mit einem der unten behandelten Serpentin-Hornfelse aus dem Erbdorfer Gebiet sehr weitgehende Ähnlichkeit besteht. Als Hauptgemengteile werden angegeben: „Enstatit-Hypersthen“, Olivin, Klinochlor, als Nebengemengteile, Spinell und Amphibol. Dieser Typ entspricht dem S. 32—33 aufgeführten Enstatit-Olivin-Hornfels mit vorherrschend partieller Chloritisierung unter Spinellbildung aus dem Erbdorfer Gebiet weitgehend. Jedoch spielt dieser Serpentin-Hornfels mit starker Verdrängung, insbes. des Olivins durch Chlorit + Spinell, im Erbdorfer Vorkommen in seiner Verbreitung eine relativ nur untergeordnete Rolle.

Der vorangegangene kurze Literaturbericht über kontaktmetamorph überprägte kristalline Schiefer berücksichtigt mit Absicht nur Kontaktbildungen sog. „kalter“ Kontakte, in relativ hohem tektonischem Niveau. Besondere Verhältnisse herrschen naturgemäß in den Fällen stärkerer regionaler Durchblutung, in Kristallinanteilen mit „Intrusionstektonik“ (F. E. SUESS) oder tieferen Krustenteilen.

¹ Den wertvollen Literaturhinweis auf die DURRELL'sche Arbeit, noch rechtzeitig, kurz vor der textlichen Fertigstellung der vorliegenden Untersuchung, verdankt der Verfasser Herrn Dr. A. SCHÜLLER (Berlin).

C. Der Metabasitkomplex bei Erbdorf in der Oberpfalz.

(Geographische Abgrenzung, allgemeine geologische und petrographische Verhältnisse.)

Im Raume nördlich und ostwärts von Erbdorf in der Oberpfalz² (Abb. 1) erstreckt sich ein größerer Metabasitkomplex mit einem Ausbiß von ca. 7 km Länge und 1—2 km Breite. Das Tal der Fichtelnaab, das in seiner wesentlichen Hauptrichtung in diesem Gebiet NW→SE verläuft, durchbricht das Massiv längs seiner größten Ausdehnung. Ein ca. 3 km langer und weniger als maximal 1 km breiter, nach dem Ende sich verjüngender Sporn des Metabasit-Komplexes greift in nordostwärtiger Richtung vor.

Der „Erbdorfer Metabasit-Komplex“ — wie er im folgenden kurz genannt sei — wird im Westen von der verlängerten Fichtelgebirgsrandspalte gegen das jungpaläozoische und mesozoische Vorland begrenzt. Im Norden und Osten berührt er den Südrand des Granitmassivs vom Steinwald. Dazwischen, im NW und NE, ist er mit Phylliten bzw. Phyllitquarzit und Gneis verschuppt. Im Süden grenzt er im tektonischen Kontakt an ein Gneisareal mit kleineren Metabasiteinschaltungen von ganz anderem petrographischen und mineralfaziellen Charakter.

Der „Erbdorfer Metabasit-Komplex“ besteht petrographisch im wesentlichen aus feingebändert-lagigen, bisweilen geschiefert Prasiniten und Chlorit-Prasiniten neben Serpentin-gesteinen. Auch die Beteiligung von echten Gabbroamphiboliten, Diabas- und Quarzkeratophyrderivaten von mittleren und recht groben Strukturen an seinem Aufbau ist durch Lesesteine vom Verf. sichergestellt.

Die älteren Strukturanlagen des Metabasit-Komplexes verlaufen im wesentlichen erzgebirgisch (SW→NE)³.

Als deutliche Spuren einer jüngeren tektonischen Überarbeitung besitzt der gesamte Metabasit-Komplex ebenfalls vorwiegend erz-

² Topographische Karte von Bayern 1:25 000, Gradabteilungsblatt Nr. 6138.

³ Nach DE TERRA (1925) verlaufen die älteren Strukturelemente hercynisch (SE→NW). Solche von ihm angegebene Beobachtungen sind in der Tat gegeben, jedoch vielleicht zum Teil nicht reell (Schollen- und Schuppentektonik im Straßeneinschnitt Erbdorf—Wetzldorf).



Abb. 1. Petrographische Übersichtskarte der Metabasite und Metabasithornfelse nordwestlich und nordostwärts von Erndorf (Oberplatz) und deren Beziehungen zum Pluton des Steinwald-Granits.

- | | | |
|--|-------|--|
| | Sp | Serpentinit |
| | Serp | Serpentinit mit Talk—Porphyroblasten („Fleckenserpentinit“) |
| | Cum | (Cummingit) — Olivin-Hornfels (Cummingit) — Eosit — Olivin-Hornfels |
| | Plag | Plagioklas — Amphibol-Hornfels |
| | Prs | Prasinit-Serie |
| | Rel | Relikte von Gabbroamphibolit, innerhalb der Prasinit-Serie |
| | Prs-H | Prasinit-Hornfelse (ungegliedert) |
| | Gr | Granit des Steinwald-Plutons |
| | Sgn | Alte Sediment-Serie mit Gneis-Einschlachtungen |
| | K | Kontaktmetamorph umgewandelte Glieder der Sediment-Serie (Hornfelse, Garben-, Flecken- und Knötchenphyllite) |
| | Dck | Deckgebirge (Jung-Paläozoikum) |
| | J | Jüngste Verfallung |
| | H | Hauptabbruchlinie der verlängerten Fichtelgebirgsrandspalte |
- (1) Föhren-Bühl, (2) Kron-Berg, (3) Kirch-Bühl, (4) Dürrer Schlag, (5) Schweißglobe, (6) Zieglhütte, Kr = Frauenberg, Grö = Grötschenreuth
- Kontaktmetamorph überprägte Serpentin - Abkömmlinge (Serpentin - Hornfelse)

gebirgisch streichende, jedoch meist steilstehende, schuppenartige Bewegungsflächen, worauf bereits DE TERRA (1925) hingewiesen hat. Diese letztere Bewegungsphase führte an exponierten Stellen zu einer ausgesprochen mylonitischen Beanspruchung (z. B. Profil im Straßeneinschnitt Erbdorf/Wetzldorf).

In zeitlicher Folge wird schließlich der „Metabasit-Komplex von Erbdorf“ im Bereiche eines Berührungssaumes im NW und NE durch Kontaktmetamorphose des „postsudetischen“ Steinwaldgranits überprägt. Es haben sich überaus interessante Kontaktgesteine entwickelt, denen, wie oben bereits hervorgehoben, die folgende Untersuchung gewidmet sei.

D. Die Zone der kontaktmetamorph überprägten Metabasite nordöstlich und nordwestlich von Erbdorf.

I. Geographische Abgrenzung der Kontaktzone und allgemeines geologisch-petrographisches Erscheinungsbild.

Der Verlauf des Kontaktsaumes ist aus der beigegebenen Übersichtskarte ersichtlich (Abb. 1). Am schönsten ist er am NE- bzw. E-Rand des Metabasit-Komplexes im Bereiche des Kron-Bergs, Kirch-Bühls, Dürren-Schlags und der Ziegelhütte zwischen Thumssenreuth und Siegritz-Thann ausgebildet. Die Kontaktwirkung erweist sich hier als besonders intensiv und weitreichend, da hier vermutlich der vorgreifende Sporn des Metabasitmassivs nur relativ flach vom Granitpluton unterteuft wird. Aber auch am nördlichen Teil des Föhrenbühls und NE bzw. N Grötschenreuth sind die Kontaktwirkungen erkennbar. Weiterhin läßt sich an den Felsen des Kühsteins, nördlich der Bruckmühle SE Erbdorf, eine kontaktmetamorphe Überprägung wahrscheinlich machen.

Der Kontaktsaum ist nicht gleichmäßig breit entwickelt; im großen und ganzen schwankt seine Breite zwischen 200 und 800 m. Ebenso klingt die kontaktmetamorphe Überprägung des Metabasit-Komplexes mit der Entfernung vom Granitkörper im allgemeinen nicht ganz gleichmäßig ab: Erscheinungen, wie sie auch sonst an Kontakthöfen von Granitplutonen beobachtet werden, im wesentlichen wohl durch eine wenig gleichförmige räumliche Abgrenzung des Granitplutons infolge randlicher Ausstülpungen verursacht.

Das Erscheinungsbild der Kontaktwirkung zwischen Granitpluton und Metabasit-Komplex im derzeitigen Oberflächenanschnitt muß nach den seither gültigen Erfahrungstatsachen einem relativ hohen Intrusionsniveau zugeordnet werden. Fehlende oder nur sehr lokal auftretende Erscheinungen eines Assimilationskontakts zwischen beiden und die durchaus gewöhnlichen Kontaktbildungen an benachbarten Phylliten und Phyllitquarziten (Knötchen- und Fleckphyllite, Andalusit-Glimmer-Hornfelse) argumentieren diese Annahme.

Substanziell sind von der kontaktmetamorphen Überprägung in größerem Ausmaße nur folgende Metabasitglieder betroffen: Serpentinegesteine und eine prasinitische Gesteinsserie. Der Beschreibung ihrer Kontaktprodukte sei jeweils eine qualitative und quantitative Kennzeichnung der unveränderten Serpentinite und Prasinite außerhalb des Kontaktsaumes zur Fixierung des Altbestandes vorangestellt.

II. Die Serpentinite und ihre kontaktmetamorph überprägten Produkte.

a) Die unveränderten Serpentinite außerhalb des Kontakthofs.

Die Serpentinegesteine des „Erbendorfer Metabasit-Komplexes“ sind bereits früher durch C. W. v. GÜMBEL (1879), G. SCHULZE (1883) und v. LUCZIZKY (1904) nach Mineralbestand und geologischer Stellung beschrieben worden. Sie weisen nach diesen Beschreibungen keinerlei Besonderheiten auf. In den oben genannten Schriften werden diese Gesteine als Abkömmlinge von pyroxenreichen, peridotitischen Magmatiten im wesentlichen richtig gedeutet. Die unveränderten Serpentinite außerhalb des Kontakthofes setzen sich vorwiegend aus Antigorit als gesteinsbildendem Serpentinmineral zusammen, wobei Relikte von Chrysotil in Maschen- und Bandtexturen häufig erhaltengeblieben sind. Reste von Olivin, Pyroxen und auch besonders Hornblende lassen sich hier und da im Dünnschliffbild u. d. M. beobachten und weisen bisweilen auf relativ grobe Strukturen des Edukts hin. Nur Serpentin aus zentraleren Partien der größeren Serpentinikörper führt vorherrschend Chry-

sotil als gesteinsbildendes Serpentinmineral. Kalkspat, Klinköchlor, Magnetit, Chromspinell, Chromit und Pyrit treten lokal oder verbreitet in feiner Verteilung auf.

Die geologisch-tektonische Stellung der vorkommenden Serpentinittkörper insbes. hat DE TERRA (1925) eingehend studiert. Er weist auf die stete Wechsellagerung von steil verschupptem Serpentin mit „Chloritschiefer“ besonders hin und erkennt, daß die nordostwärts gerichteten Überschiebungslinien (von DE TERRA als „varistisch“ eingestuft) die ursprünglichen Strukturen durchsetzen. Er folgert ganz richtig daraus, daß die Serpentinisierung vor dieser letzten tektonischen Überarbeitung, die er der varistischen Faltung zuordnet, erfolgt sein müsse. Die auch vom Verf. bestätigt gefundene Beobachtung muß unter mineralfaziellen Gesichtspunkten dahin ergänzt werden, daß an exponierten Stellen (bei kleineren Serpentiniteinschaltungen und an Randzonen der größeren Serpentinittkörper) unter der Wirkung dieses jüngeren intensiven Bewegungsaktes die gesteinsbildenden fasrigen Chrysotilverbände des Serpentinits oft weitgehend und vollständig durch blättrige oder garbige Antigoritaggregate ersetzt sind (vorwiegend „Feinantigorit“ F. ANGELS). Diese die Deformation mehr oder weniger überdauernde — oft von den Deformationsbahnen aus diffus in den Serpentinitt eingewanderte — Antigoritbildung hat jedoch nichts mit dem Akt der noch jüngeren kontaktmetamorphen Überprägung durch den Steinwald-Granit zu tun und kann streng auseinander gehalten werden. Für die Serpentinite des „Erbsendorfer Metabasit-Komplexes“ sind jedenfalls Deformationstexturen überaus charakteristisch. Sie sind besonders deutlich auch an den Resten von Pyroxen oder Hornblende bzw. deren Pseudomorphosen erkennbar (Verbiegungen und Zerscherungen).

In ihrer quantitativen Mineralzusammensetzung bestehen die behandelten Serpentinite im allgemeinen zu > 90 Vol.-% aus Serpentinmineralen. In einzelnen Partien können jedoch Hornblende (Pyroxen) oder Olivin lokal aber auch bis zu > 50 Vol.-% betragen.

Die beiden aus dem älteren Schrifttum angeführten chemischen Analysen entsprechen ungefähr solchen Durchschnittsproben. Sie weisen — mit Ausnahme vielleicht des etwas höheren Cr_2O_3 -Gehalts — als Serpentinitalysen keinerlei Besonderheiten auf.

1. Serpentin, Kühstein bei Erbdorf.
2. Serpentin, Föhrenbühl bei Grötschenreuth.

	1.	2.	
SiO ₂	41,63 Gew.-%	40,30 Gew.-%	
Al ₂ O ₃	1,46	1,30	
Cr ₂ O ₃	1,20	0,90	
Fe ₂ O ₃	3,85	1,35	
FeO	4,67	8,50	s = 2,633—2,639
CaO	3,57	Sp.	
MgO	33,97	34,21	
H ₂ O	9,02	13,00	
CO ₂	0,86	—	
	100,23 Gew.-%	99,56 Gew.-%	

NIGGLI-Werte:

	si	al	fm	c	alk	mg	c/fm	qz	o	h
1.	66,7	1,3 ⁴	92,6	6,1	—	0,88	0,07	— 33,3	0,05	43,3 ⁵
2.	67,1	1,2 ⁴	98,8	—	—	0,86	0,00	— 32,9	0,02	64,9 ⁵

Die Serpentinprobe Nr. 1 zeichnet sich durch einen gewissen Kalkgehalt aus, der wahrscheinlich durch Relikte von Hornblende und Klinopyroxen zu erklären ist. Zu einer solchen Erklärung paßt auch gut der merklich niedrigere h-Wert, der eine geringere Serpentinbeteiligung andeutet. Nur etwas weniger als ein Drittel des CaO-Wertes ist offensichtlich an Calcit gebunden, soweit die CO₂-Bestimmung zuverlässig sein dürfte.

Der geringe al-Wert der Probe Nr. 2 ist im wesentlichen nur als Chlorit unterzubringen, da die chemische Analyse nur Spuren von CaO angibt. Ein Teil des Al dürfte jedoch auch auf Chromspinell zurückgehen.

An einzelnen Stellen (insbes. an den Felsen des Kühsteins) zeichnet sich der Serpentin durch streifige (und netzförmig-diffuse), hornblende-, chlorit- und talkreiche Partien aus. U. d. M. besitzt die zart grünlich bis gelblich-bräunliche aktinolithische Hornblende einen strähnigen Habitus, der Chlorit ist von Klinochlorcharakter und zeigt deutlichen Pleochroismus (lichtgrasgrün > grünlichgelb). Diese beiden Gemengteile sind vorwiegend streifig

⁴ Ohne Einbeziehung des Cr₂O₃-Wertes.

⁵ Durch Abzug von 10% des Gesamtwertes von H₂O als H₂O-^{105°} wurde der etwa schätzungsweise einbezogene Wert des absorbierten Wassers auf den Wert H₂O+^{105°} korrigiert. Dieser korrigierte Wert wurde bei der Errechnung des h-Wertes zugrunde gelegt.

nach Deformationstexturen angeordnet und haben fast stets selbst deutliche Einregelung und Deformation erfahren. Eine genetische Zuordnung kann im Zusammenhang mit den hier durchgeführten Untersuchungen zunächst noch nicht eindeutig erfolgen. Für die vorliegende Untersuchung ist jedoch wichtig zu prüfen, ob und wie in den hier behandelten Kontaktprodukten des Serpentinits im Bereich des Kontakthofs des Steinwald-Granits solche, wenn auch nur lokal begrenzte, stoffliche Inhomogenitäten mit verarbeitet worden sind.

Übersicht über die Gesteinstypen kontaktmetamorph überprägter Serpentinite.

Die Kontaktbildungen aus Serpentinitt lassen sich folgendermaßen gliedern:

Ausgesprochen thermisch-metamorphe Produkte mit nur rel. geringer Stoffwandlung (Zufuhr von SiO_2 , Austritt von H_2O). (Weitaus wichtigste Gruppe mit größter Verbreitung, unter b) beschrieben):

1. Serpentinite mit divergent-blättrig, fächerförmig und büschelig angeordneten Schuppen von Talk, fleckenartig hervortretend („Fleckenserpentinite“) im äußeren Teil der Kontaktaureole.
2. Serpentinithornfelse⁶ mit Olivin und (untergeordnet) cummingtonitischer Hornblende ((Cummingtonit)-Olivin-Hornfelse).

⁶ Es werden in dieser Arbeit zweierlei Nomenklaturen für die vorkommenden Hornfelsarten angewandt:

1. nach der jeweiligen mineralogischen Zusammensetzung:
z. B. Enstatit-(Cummingtonit)*- Olivin-Hornfels, Plagioklas-Amphibol-Hornfels usw.
* (Cummingtonit) in Klammern bedeutet rel. untergeordneter, aber charakteristischer Gemengteil.
2. nach der jeweiligen genetischen Ableitung:
z. B. Serpentinithornfels, Prasinithornfels.

Die Nomenklatur unter 1. macht eine weitere Aufgliederung in einzelne Typen möglich; diejenige unter 2. gibt mehr einen zusammenfassenden Begriff. In jedem Falle ist die Zuordnung auf mikroskopischer Grundlage erforderlich. Einmal liegen unter den vorkommenden Hornfelsarten solche mit gleicher Mineralzusammensetzung, aber verschiedener genetischer Abkunft vor (Plagioklas-Amphibol-Hornfelse serpentinitischer und solche prasinitischer Abkunft).

3. Serpentinithornfelse mit Enstatit neben Olivin und cummingtonitischer Hornblende (Enstatit-(Cummingtonit)-Olivin-Hornfelse).

(2.—3. im inneren Teil der Kontaktaureole).

Serpentinithornfelse wie unter b), jedoch mit merklicher sukzessiver Stoffwandlung durch partielle Talkisierung, Chloritisierung (verbunden mit Spinellbildung) oder Hornblendisierung in der Nähe des Granitkontaktes.

1. Enstatit-Olivin-Hornfelse (cummingtonitführend) mit sukzessiver, partieller Talkisierung.
2. Enstatit-Olivin-Hornfelse (cummingtonitführend) mit vorherrschend sukzessiver, partieller Chloritisierung unter Spinellbildung.
3. Olivin-Hornfels mit vorherrschend sukzessiver Hornblendisierung.

(1.—3. nur lokal auftretend.)

Serpentinithornfelse mit sehr starker Stoffwandlung unmittelbar am Granitkontakt (nur lokal auftretend).

1. Plagioklas-Amphibol-Hornfelse mit merklich variierenden Struktureigenschaften.

Angeschlossen wird eine Betrachtung über hybride Granitschlieren der Randzone des Steinwald-Plutons.

b) Kontaktmetamorph veränderte Serpentine innerhalb der Kontaktaureole des Steinwald-Granits als vorwiegend thermische Produkte ohne wesentliche Stoffwandlung.

1. Serpentinegesteine mit Talk-Porphyroblasten („Flekken-serpentine“).

Die äußere Zone einer megaskopisch erkennbaren kontaktmetamorphen Umwandlung von Serpentinithornfelsen ist gekennzeichnet durch Porphyroblastenbildung von Talk, vergleichbar mit den knoten-, flecken-, frucht- und garbenförmigen Bildungen bei tonigen Sedimenten. Die grünlichgrauen, seidenglänzenden Blättchen von Talk gruppieren sich dabei ganz vorwiegend zu Rosetten und breiten

Fächern („Sphäroblasten“), die sich auf dichtem, dunklerem Serpentinegrunde augenfällig abheben. Solche divergent-strahlige Aggregate, gemengt mit Einzelschuppen, finden sich auch in wolziger oder spukhafter Verteilung, neben nester- oder streifenförmiger Anreicherung (Abb. 2, 3). Diese durch Talk porphyroblastischen Serpentinegesteine im äußeren Bereich der Kontaktaureole bilden im Gelände augenfällige Gesteinstypen.

Menge und Größe der Talkschuppen nehmen nicht immer streng mit der horizontalen Annäherung an den Granit zu. Die Abgrenzung gegen Kontaktprodukte des inneren Bereichs der Aureole gegen die eigentlichen Serpentin-Hornfelse mit neugebildetem Olivin und Enstatit, ist, basierend ausschließlich auf Geländebeobachtung und megaskopischem Gesteinsbefund, nicht immer sicher durchführbar. Für eine solche eindeutige Diagnostizierung muß wohl fast stets eine Prüfung des Dünnschliffbildes u. d. M. erfolgen.

Über die Verbreitung dieser Serpentine mit Talkporphyroblasten gibt das beigegebene Übersichtskärtchen (Abb. 1) Auskunft. Solche Gesteine finden sich in typischer Ausbildung anstehend und sind z. Z. durch kleine Schürfungen (nach abbaubarem „Speckstein“) zur Entnahme frischer Gesteinsproben aufgeschlossen:

1. Neuangelegter kleiner Schurf im Walde nördlich der „Ziegelhütte“, ostwärts Pkt. 505,2⁷.
2. Felsen im „Dürren-Schlag“, ostwärts und westlich des Weges Stockau—Waffenhammer.
3. Felsblöcke Höhe 524 ostwärts des Kirch-Bühls, nordöstlich Wegekrenz Erbdorf—Thumsenreuth/Stockau—Waffenhammer.

In dem unter 1. genannten Schurf im Walde nördlich der „Ziegelhütte“ steht ein dickbankiges, schwarzgrünes Serpentinegestein an. Aus dem dichten Gesteinsgrunde von Serpentin heben sich augenfällig olivgrüne, seidenglänzende einzeln oder fächerförmig aggregierte Schuppen von Talk ab. Die Größe dieser Aggregate schwankt partienweise von weniger als 1 mm bis zu 2—3 cm. Auch die Häufigkeit der Talkaggregate schwankt innerhalb weiter Grenzen. Bisweilen sind sie einzeln oder massenhaft im dunklen Serpentinfeld verstreut, oft gruppieren sie sich in Nestern

⁷ Topographische Karte von Bayern 1:25 000, Gradabteilungsblatt Nr. 6138.

(Abb. 2) oder reihen sich bandförmig aneinander (Abb. 3). Diese Bänder sind vorwiegend ungefähr gleichlaufend, bleiben jedoch meist ohne Beziehung zu der Bankungstextur des Gesteins.

Im Dünnschliff u. d. M. erkennt man divergent-strahlig angeordnete Blätteraggregate von Talk, porphyroblastisch in einem Grundgewebe von Serpentin (Abb. 4). Bei der mikroskopischen Betrachtung kann innerhalb der Talkaggregate nicht selten hier und da ein nach der Basis (001) gleichsinnig oder quer eingewachsenes Blättchenaggregat von farblosem Chlorit erkannt werden.

Die beschriebenen Talkaggregate lassen sich genetisch als jüngere Porphyroblasten innerhalb eines älteren Grundgewebes von Serpentin deuten, da sie letzteren verdrängen. Von Keimpunkten aus sind die einzelnen Blättchen nach bevorzugten Wachstumsrichtungen // (001) in das ältere Grundgewebe von Serpentin eingesproßt. Kreuzungen von Blattaggregaten weisen auf gewisse Überschneidungen des Sprossungsaktes hin.

Das Grundgewebe von Serpentin mit erhaltenen Maschen- und Bandtexturen birgt überaus zahlreiche winzige Körnchen von Magnetit, Pyrit und Magnetkies, seltener auch Chromspinell. Das Erz ist offensichtlich aus dem vollkommen erzfreien Porphyroblasten von Talk bei ihrer Sprossung in restliches Serpentin Grundgewebe zurückgedrängt und hier angereichert worden. Zusammen mit den Magnetitkörnern sind Reihen und Wolken von winzigen Rutilnadelchen ausgeschieden. Untergeordnet finden sich im Serpentin Grundgewebe weiterhin einzelne Körner von Calcit, spärlich Aggregate von farblosem Chlorit und auch Vermiculit. Mineralrelikte, die auf das Edukt des Serpentinits hinweisen, sind in keinem der 12 vorliegenden Dünnschliffe dieses Vorkommens enthalten. Nach den Abbildungstexturen der Serpentinverbände kann in vorliegendem Falle auf ein Ausgangsgestein von peridotitischer Zusammensetzung geschlossen werden. Spuren augenfälliger Deformationen haben sich in diesem reliktsichen Grundgewebe von Serpentin ausgezeichnet erhalten.

Die rosettenförmige Gruppierung der Talkblättchen kann als eine ausgeprägte Wachstumsregelung angesprochen werden. Es läßt sich erkennen, daß solche „Sphäroblasten“ von Talk nicht in die lagig-flächenhaft orientierte Regelung des älteren Serpentinmineralbestandes einbezogen sind (Abb. 4). Die „Sphäroblasten“

gehören vielmehr einem jüngeren überprägenden Sprossungsakte an, der nach vergleichenden petrographischen Betrachtungen im Bereiche der Kontaktaureole, eindeutig der Kontaktwirkung des Steinwald-Granits zuzuordnen ist.

Quantitative Daten nach Gesteinsproben aus dem Schurf im Walde nördlich der „Ziegelhütte“:

1. Durchschnittliche Ausmaße der wichtigsten Gemengteile:

Porphyroblasten von Talk:	Einzelblättchen	5—10 mm
Grundgewebe:	Serpentin	0,080 mm
	Erz	0,080 „
	Calcit.	0,300 „

2. Modaler Mineralbestand (Messung mit dem LEITZ'schen Integrationstisch):

Talk	30—50 Vol.-%
Serpentin	70—50 Vol.-%

(darin sind enthalten: Calcit, Erz, Chlorit mit zusammen 3—4 Vol.-%)

Es sei an dieser Stelle hervorgehoben, daß die Neubildung von Talk am äußersten Rande der Kontaktaureole bis auf wenige Vol.-% abklingt.

3. Spezifisches Gewicht: 2,65—2,66 ($\pm 0,01$).

Das spezifische Gewicht ist nicht erkennbar geändert gegenüber den unbeeinflussten Serpentiniten außerhalb der Kontaktaureole.

4. NIGGLI-Werte (errechnet auf Grund des oben aufgeführten modalen Mineralbestandes):

si		al	fm	c	alk		qz		h
76,6		2,1	97,9	—	—		—22,5		45,5

Die unter 2. genannten Felspartien von Serpentinitt im „Dürren Schlag“ zeigen bei megaskopischer Betrachtung des Gesteins überaus zahlreiche eingesprengte glänzendgraue Schüppchen oder Flimmerchen von Talk auf dunklem Serpentinittgrunde. Durch ihre Kleinheit (< 1 —2 mm) treten rosettenförmige und fächerförmige Anordnungen hier megaskopisch nicht ganz so augenfällig hervor. Wolkige Anhäufungen der Schüppchen sind überaus verbreitet.

Quantitative Angaben von einer Durchschnittsprobe:

1. Korngrößen der Gemengteile:

Einsprengling:

Talk	0,300—1,500 mm (Einzelschuppen)
1	—3 mm (Aggregate)

Grundgewebe:

Serpentin	0,010—0,060 mm
Erz	0,150 mm

2. Quantitativer Mineralbestand:

Talk	20—30 Vol.-%
Serpentin	70—80 Vol.-%
Chlorit	} < 3 Vol.-%
Magnetit, Magnetkies	
Chromspinell, Chromit	

Die unter 3. genannten Felsblöcke Höhe 524 zeichnen sich dadurch aus, daß sie neben Talk fast überall nach dem Befund im Dünnschliff u. d. M. als Neubildungen bereits Olivin führen, wodurch sie zu Olivin-Hornfelsen überleiten. Der Anteil an neugebildetem Olivin ist meist noch recht gering. Die Talkblättchen sind hier wie bei 1. recht grob entwickelt (Blättchen bis über 1 cm $\varnothing$) und bilden ebenso fächerförmige Gruppierungen. Oft sind die Talkaggregate sehr dicht gehäuft bis zu etwa 70—80 Vol.-% ausmachend und dann recht grob ausgebildet. Neben einer solchen Partie wurde in einem Falle ein grober Fels mit dunkelgraugrünem Chlorit aufgesammelt (Durchmesser der Blättchen bis über 2 cm).

Im Bereiche der Serpentinite mit Talkporphyroblasten finden sich hier und da scharf begrenzte Einschlüsse von mineralogisch und stofflich andersgearteter Zusammensetzung. Durch lichtere, graugrüne Farbe und gröberes Korn (bis zu ca. 1 cm) heben sie sich stets augenfällig vom umgebenden Gestein ab. Ihre Mächtigkeit beträgt nach dem bisherigen Befund bis zu kaum 20 cm maximal. Diese Einschlüsse bestehen vorwiegend aus graugrüner, xenoblastisch begrenzter Hornblende, deren Spaltflächen megaskopisch hervortreten. Führen vereinzelte Partien auch Klinozoisit, dann erscheinen sie fleckig, streifig.

Es lassen sich zwei vielleicht auch genetisch verschiedene Typen unterscheiden.

An verschiedenen Punkten eines anstehenden Felskopfes westlich und ostwärts des Weges Stockau—Waffenhammer im „Dürren-Schlag“ und als Bestandteil von Leseblöcken bei Pkt. 505,2 NW der „Ziegelhütte“ wurden solche Einschlüsse aufgesammelt und untersucht. Leider gestatten die Aufschlußverhältnisse es nicht, nähere Angaben über die weitere Erstreckung solcher Einschluspartien zu machen.

Das Material der Leseblöcke bei Pkt. 505,2 zeichnet sich durch grobe Xenoblasten (maximal 1 cm $\varnothing$) von graugrüner gemeiner Hornblende aus, die nach dem mikroskopischen Befund einen älteren deformierten Mineralverband von aktinolithartiger Hornblende, Klinochlor, Serpentinverbände und Klinozoisit lappig durchgreifen und verdrängen. Diese Hornblende ist weiterhin partienweise durch ein augenfälliges dunkles Pigment kenntlich. Sie besitzt einen kaum merklichen Pleochroismus und größere Auslöschungsschiefe (n_{γ}/c 19—22° ($\pm 1^{\circ}$) auf (010)) als die ältere aktinolithische Hornblende. Sie ist offensichtlich unter Wirkung der hier behandelten Kontaktmetamorphose gebildet. Vermutlich ist dabei auch ein Teil des Chlorits neugebildet. Gegen angrenzende Serpentinverbände wird die neugesproßte Hornblende häufig von einem feinschuppigen Talksäum umgeben. Die Neubildungen durch Kontaktmetamorphose betragen jedoch in diesen Einschlüssen kaum mehr als 30—40 Vol.-%.

Der genannte ältere Mineralbestand wird mit den oben erwähnten Partien innerhalb des Serpentinmassivs, wie sie insbes. auch am Felsen des Kühsteins anstehen, verglichen und in Beziehung gebracht.

Die Einschlüsse nördlich des „Dürren-Schlags“ sind nach den bisherigen Beobachtungen durchweg feinkörnig entwickelt und können nicht ohne weiteres in der gleichen Weise als stoffliche Inhomogenitäten des Edukts abgeleitet werden, wie die beschriebenen. Sie führen u. d. M. einzelne Relikte von Olivin und farbloser cummingtonitischer Hornblende ($n_{\gamma}/c \sim 19^{\circ} (\pm 1^{\circ})$), beide phänomenologisch gleich denen in den Olivin- und Enstatit-Olivin-Hornfelsen der inneren Kontaktzone. Zu mehr als 90—95 Vol.-% bestehen die vorliegenden Einschlüsse aus einer u. d. M. zartgrünen Hornblende ($n_{\gamma}/c \sim 20^{\circ} (\pm 1^{\circ})$), mit deutlichem Pleochroismus, von einer Korngröße zwischen 0,050—0,500 mm im Durchschnitt. Diese Gesteine gleichen auch im mikroskopischen Bild sehr den auf Seite 33—34 zu beschreibenden Olivin-Hornfelsen mit weitgehender sukzessiver Hornblendisierung vom Nordhang des Kron-Berges nahe dem Granit-Kontakt. Es kann als sehr wahrscheinlich hingenommen werden, daß die vorliegenden Einschlüsse sich von bereits sporadisch auftretenden einzelnen Olivin-Hornfelspartien innerhalb der äußeren Kontaktzone ableiten. Ob lokale stoffliche Zufuhren bei der Kontaktmetamorphose die hier beobachtete Hornblendisierung begünstigten oder (wie oben) ein in diesem Kleinbereich verschiedener Altbestand vorliegt, läßt sich bei den mangelnden Aufschlüssen zunächst nicht sicher entscheiden.

2. Olivin-Hornfelse (cummingtonitführend).

Im Bereiche einer inneren Kontaktzone sind die Serpentin-gesteine in enstatitfreie Olivin-Hornfelse und Enstatit-Olivin-Hornfelse umgewandelt. Diese „Serpentinithornfelse“ führen in etwas größerer Entfernung vom Granit-Pluton nur Olivin (Olivin-Hornfelse) und granitnäher Enstatit + Olivin (Enstatit-Olivin-

Hornfelse) als typomorphe Minerale. Diese Typengliederung ist jedoch megaskopisch kaum durchführbar; sie kann mit Sicherheit meist nur an Hand des Dünnschliffs u. d. M. erfolgen.

Solche Serpentin-Hornfelse sind besonders schön in dem in nordostwärtiger Richtung gegen das Granitmassiv des Steinwaldes vorgreifenden Sporn des Serpentin-Komplexes entwickelt.

Vorkommen des Olivin-Hornfelses:

Felsköpfe des Kirch-Bühls ostwärts Thann (anstehend), Felsköpfe und Felsblöcke Höhe 524 ostwärts des Kirch-Bühls (z. T. hier auch olivinfreie Serpentine mit reichlichen Sprossungen von Talk), Lesesteine ostwärts der „Schweißblohe“, Blöcke am Nordteil des Föhren-Bühls ostwärts Grötschenreuth, untere Felspartien des Kühsteins, Blöcke ca. 500 m NNW Stockau am Weg nach Siegritz, Nähe Wegekrenz im Walde; Blöcke am Waldrand am „Stocker-Weg“ südostwärts Gleichenhof.

Die Olivin-Hornfelse sind dunkelgraue bis schwarzgrüne Gesteine, von massigem, felsartigem Charakter; die dem Serpentin eigene Neigung zur Bankung ist weitgehend unkenntlich geworden. Das Korn des Gesteins erscheint relativ grob durch die vorherrschend kreuz und quer in die schwarzgrüne, „dunkle Zwischenmasse“ eingelagerten Schuppen von Talk, die wiederum auch hier häufig divergent-strahlige Aggregierungen bilden. (Höhe 524 ostwärts des Kirch-Bühls.) Schuppen von Talk treten durch silbergrauen Glanz augenfällig hervor. Die „dunkle Zwischenmasse“, nur z. Teil aus Serpentin bestehend, zeigt partienweise schon bei Betrachtung mit der Lupe eine winzig-körnelige Beschaffenheit durch Olivin. Eingesprenkte Körnlein von Magnetkies sind überall als feinste „Speise“ im Gestein verteilt.

Im Dünnschliffbild u. d. M. treten fingerförmige Schnitte, kaum je geradlinig umgrenzt, von Olivin als ein auffälliges Merkmal hervor (Abb. 5 und 6), für die mikroskopische Physiographie dieses Minerals recht ungewöhnlich. Aus U-Tisch-Vermessungen folgt, daß die fingerförmigen Schnitte optisch einheitliche Individuen darstellen und vorwiegend nach der c-Achse gestreckt sind, wobei n_β in Richtung der c-Achse schwingt⁸. Eine wenig vollkommene Spaltbarkeit nach dem Basis-Pinakoid (001) zerlegt häufig die fingerförmigen Schnitte quer. Solche Olivinschnitte zeigen fast nie eine geradlinige Umgrenzung, sind aber stets durch unzählige, unregelmäßig-netzförmig verlaufende Risse und Sprünge in einzelne

⁸ Alte kristallographische Aufstellung des Olivins.

Körner zerlegt. Die bezeichneten Risse und Sprünge werden teilweise von feinsten Erzschnüren ausgefüllt. Es haben sich in ihnen jedoch kaum Spuren von Serpentin ausgeschieden⁹.

In zahlreichen Fällen bilden die Olivinporphyroblasten Wachstumsaggregate wenigstens zweier, seltener auch von drei, vier oder mehreren jeweils optisch einheitlichen Einzelindividuen (Abb. 7 bis 11). Die Spuren ihrer Verwachsungsnähte verlaufen dabei recht unregelmäßig und wenig geradlinig. Häufig kann man diese Verwachsungen als „subparallel“ bezeichnen. Die zahlreichen U-Tisch-

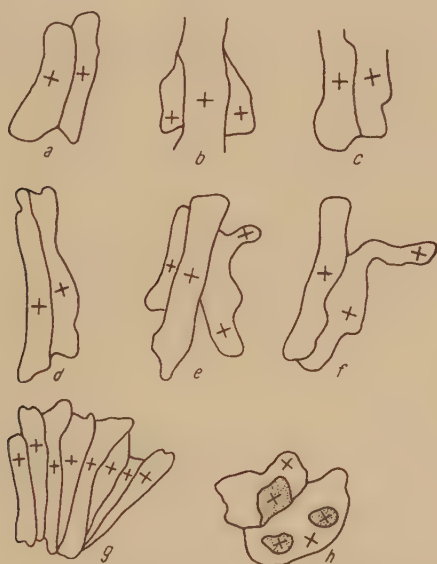


Abb. 7. a—h: verschiedengestaltete Wachstumsaggregate von Olivin aus Olivin- und Enstatit-Olivin-Hornfelsen des Untersuchungsgebietes. Die eingezeichneten Auslöschungskreuze geben die jeweiligen Auslöschungslagen zum morphologischen Umriß u. d. M. an.

Meist sind die Verwachsungen mehr oder weniger subparallel nach b. Der morphologische Umriß ist vorwiegend eigentümlich gestaltet. Ein subparallel-divergent angeordnetes Aggregat liegt bei g vor, eine vollkommen unorientierte Durchwachsung stellt h dar.

Gezeichnet nach Dünnschliffbildern u. d. M.

⁹ Spärliche Ausnahmen hiervon sind in den Partien am Kühstein und Föhrenbühl aufgefunden worden.

Vermessungen stellten dies sicher. Bisweilen divergieren die einzelnen Individuen ein wenig gegeneinander (Abb. 11), selten durchgreifen sie sich stockartig, vollkommen unorientiert. Weitgehend unorientierte neben subparallel orientierten Individuen innerhalb eines Aggregates erschweren eine plausible Erklärung solcher Wachstumserscheinungen (Abb. 8.)

Die Figuren 7—11 sollen einen Eindruck von der Vielgestaltigkeit dieser Olivinsprossungen vermitteln, die ein wesentliches Charakteristikum der vorliegenden Serpentinithornfelse darstellen. Es handelt sich nach den zahlreichen U-Tisch-Vermessungen dabei keinesfalls um strenge gesetzmäßige Verwachsungen, etwa nach Art von Verzwillingungen. Auch irgendwelche plausible Beziehungen der Verwachsungen zur Struktur des Olivins scheinen nicht vorzuliegen.

Eine spezielle mikroskopisch-optische Charakteristik des Olivins ist in Tab. 1 gegeben.

U-Tisch-Vermessungen lassen einen optischen Achsenwinkel $2V_\alpha$ zwischen 86 und $90^\circ (\pm 1^\circ)$ bestimmen, was einem Gehalt des Olivins an Fayalit-Molekül von ca. 18—31 Gew.-%, also einem Olivin von der Zusammensetzung $\text{Fay}_{13}\text{Fo}_{87}$ — $\text{Fay}_{24}\text{Fo}_{76}$, entsprechen dürfte¹⁰.

In vielen Partien bildet Olivin nur einzelne Porphyroblasten inmitten eines vorwiegend feinschuppigen Grundgewebes von Talk (Abb. 6). Bei größerem Olivinanteil reihen sich die Olivinporphyroblasten sperrig aneinander (Abb. 5).

Der Talk des Grundgewebes besitzt auch hier u. d. M. eine fächerförmige Anordnung. Oft sind Aggregate von u. d. M. farb-

¹⁰ Errechnung der Werte $2V_\alpha$ aus $2E_\alpha$, bezogen auf die U-Tisch Glashalbkugeln mit $n = 1,649$ und Ermittlung des zugehörigen Fayalitgehalts in Gew.- und Mol.-% nach S. I. TOMKEIEFF (1939). Das auf diese Weise ermittelte FayFo-Verhältnis sei unter dem Vorbehalt mitgeteilt, daß die dort gegebenen Beziehungen zwischen FayFo-Verhältnis und $2V_\alpha$ auch für Olivine gelten, die im festen Zustand gebildet sind. Dies wäre erst noch zu prüfen. Jedenfalls mahnen gerade die Erfahrungen aus der letzten Zeit in dieser Hinsicht zur Vorsicht! Eine solche merkliche Beeinflussung durch hohe Temperaturen bei magmatisch gebildeten Olivinen haben erst in neuerer Zeit K. F. CHUDOBA u. J. FRECHEN (1943) auf Grund sorgfältiger Prüfung festgestellt.

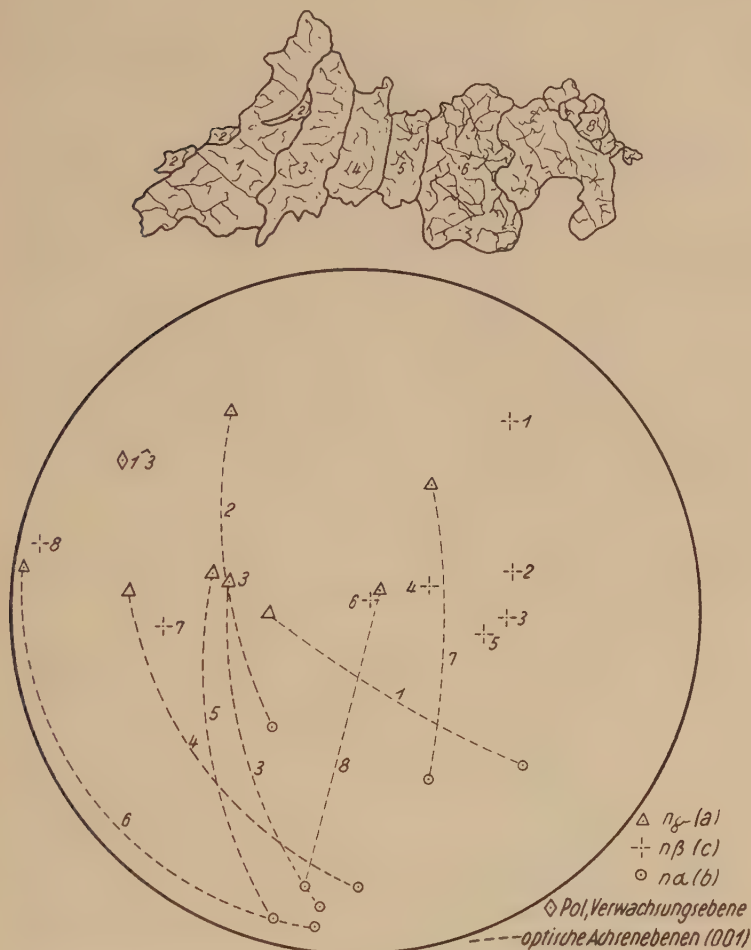


Abb. 8. Beispiele eines porphyroblastischen Wachstumsaggregates von Olivin aus Enstatit—(Cummingtonit)—Olivin-Hornfels. Das vorliegende Wachstumsaggregat von Olivin besteht aus 8 Teilindividuen, die sich berühren bzw. durchdringen (1 u. 2).

Die beigegebene stereographische Projektion einer U-Tisch-Vermessung läßt nur in bezug auf die Teilindividuen 3, 4, 5, 6, 8 ein annähernd subparalleles Wachstum erkennen. Die Scharung ihrer Ausstichpunkte $n\alpha(b)$ und eine gürtelartige Verteilung von $n\beta(c)$ und $n\gamma(a)$ auf der zugehörigen Zone ist deutlich. Das bedeutet eine annähernd subparallele Anordnung in bezug auf $n\alpha(b)$ und die Ebene (010). Demgegenüber fallen die Teilindividuen 1, 2, 7 merklich aus der Rolle.

Beispiel nach Dünnschliff SM 521, Enstatit—Olivin-Hornfels, Lesestein vom Kron-Berg, Bl. Erbdorf.

Tabelle 1

Zur mikroskopisch-optischen Charakteristik wesent-

Mineralname	Ausbildung	Spaltbarkeit	Farbe	Licht- brechung
Olivin	fingerförmig gestreckt nach der c-Achse, jedoch unebene Begrenzung, weitgehender Kornzerfall durch unregelmäßig-netzförmig verlaufende Sprünge, häufig mehrfache „subparallele“ oder unregelmäßige Verwachsungen	nach (001) bisweilen deutlich	fast farblos bisw. zart bräunl. durch feine Schleier opaker Interpositionen	> Enstatit
Enstatit	scheitförmig, stets nach der c-Achse gestreckt, subparallele, divergentstrahlige Aggregierungen	nach {110} gut, (100) undeutlich, bisweilen Querteilung	farblos	< Olivin
cummingtonitische Hornblende	dünne, oft leicht gekrümmte Nadeln, spießig zugespitzt, rutenbündelförmige Aggregierungen	nach {110} sehr gut, häufig Querteilung	sehr zart grünlich oder bräunl. (außen) bei Zonarbau	$n_{\gamma}'_{Na} = 1,627$ ($\pm 0,002$) $n_{\alpha}'_{Na} = 1,614$ ($\pm 0,002$) ($\pm 0,002$) (vgl. S. 26, Anm. 12)

licher Gemengteile von Serpentin-Hornfelsen.

Interferenz- farben bei normaler Dünnschliff- dicke	optischer Charakter des Minerals	opt. Char. der Haupt- zone	Orientie- rung der opt. Achsen- ebene	Optischer Achsen- winkel (U-Tisch- Messung)	Auslösch.- schiefe	Chemis- mus
Farben II. Ordnung	—	— +	//(001) n_{γ}/a n_a/b	$2 V_a = 86$ bis 90° ($\pm 1^\circ$)	—	18—31 Gew.-% Fay. Fay ₁₃ Fe ₈₇ - Fay ₂₄ Fe ₇₆ n. TOM- KIEFF (1939) u.a. a. U-Tisch- Be- stimmung d. opt. AW).
grauweiß I. Ordnung	+	+	// (100) $n_{\gamma} // c$ $n_a // b$	$2 V_{\gamma} = 82^\circ$ ($+ 1^\circ$)	—	
Farben I.—II. Ordnung	—	+	// (010)	$2 V_a = 83$ bis 89° ($\pm 1^\circ$) dieser Schwan- kungsbe- reich in- folge Zo- narbaues (Rand-, Kern- zone)	grünlich gefärbte Kernzone: $n_{\gamma}/c =$ $17,5^\circ$ ($\pm 2^\circ$) bräunlich gefärbte Randzone: $n_{\gamma}/c =$ $20,5^\circ$ ($\pm 2^\circ$) auf Spalt- blättchen $n_{\gamma}'/c =$ $13—14^\circ$ maximal	CaO: 4,9 Gew.-%

losem, häufig nach dem Glimmergesetz verzwillingtem Chlorit von Klinochlorcharakter eingewachsen. Durch seine grauen Interferenzfarben unterscheidet er sich stets augenfällig vom umgebenden Talk. Das Grundgewebe von Talk ist — mit Ausnahme einzelner größerer Erzkörner (ganz vorwiegend Magnetkies) — vollständig frei von opaken Interpositionen.

In den olivinärmeren Partien mit vorherrschendem Grundgewebe von Talk finden sich stets noch reliktsche Serpentinfelder mit reichlich Erzaggregaten als Reste eines serpentinitischen Edukts. Oft läßt sich innerhalb der Serpentinfelder (+ Nic.) eine diffuse Auflösung der Serpentinverbände und ein Übergang in eine isotrope Phase erkennen. Augenfällig sind besonders solche Serpentinfelder, bei denen feine Erzscheiler, Umrisse und Ausmaße angrenzender Olivinporphyroblasten abbilden und fortsetzen. Diese Erscheinung und partielle Sprossungen von Olivin in derartigen Feldern lassen erkennen, daß aus solchen „degenerierten“ Serpentinfeldern heraus sich die Porphyroblasten von Olivin im Stadium der vorschreitenden Kontaktmetamorphose entwickelt haben.

Bei stärkerem Hervortreten von Olivin wird das Grundgewebe von Talk mehr und mehr zurückgedrängt. Dafür stellen sich hier und da an Rutenbündel erinnernde Aggregate einer u. d. M. fast farblosen (gegen Olivin zart grünlichen oder auch olivinbräunlichen) cummingtonitartigen Hornblende (Abb. 12) ein. Nach ihrem morphologischen Habitus ist die vorliegende Hornblende leicht mit aktinolithischen Hornblenden zu verwechseln. Die größere Auslöschungsschiefe, n_x/c 17—20° im vorliegenden Falle, kann als ein brauchbares Unterscheidungsmerkmal in dieser Hinsicht gelten. Die Zuordnung dieser Hornblende in die Gruppe der cummingtonitischen Hornblenden ist insbes. auf Grund des für eine gemeine oder aktinolithische Hornblende viel zu niedrigen CaO-Gehalts (CaO 4,9 Gew.-%) erfolgt (vgl. S. 26). Ihre mikroskopisch-optische Charakteristik wird in Tabelle 1 im einzelnen aufgeführt. Mit dem stärkeren Hervortreten von Olivin und cummingtonitischer Hornblende kennzeichnen dann bisweilen einzelne unterbrochene Stengel von Enstatit, die sich divergent-strahlig in die Talkfächer (unter Verdrängung des Talks) eingebaut haben, Grenzbezirke des C.-Olivin-Hornfels zum C.-Enstatit-Olivin-Hornfels.

Korngröße, modaler Mineralbestand, spezifisches Gewicht und NIGGLI-Werte des Olivin-Hornfelses.

1. Durchschnittliche Korngröße:

Olivin: 1—6 mm $\varnothing$ (Längsrichtung)0,100—0,600 mm ($\perp$ zur Längsrichtung)Talk: 0,010—0,500 mm $\varnothing$, in hervortretenden fächerförmigenAggregaten bis zu 2 mm $\varnothing$ cummingtonitische Hornblende 0,200—0,600 mm $\varnothing$.2. Modaler Mineralbestand¹¹ des Olivinhornfelses:

Olivin 26—50 Vol.-%

Talk 41—65

Serpentin 5—29

cumm. Hornblende 0—14 Vol.-%

Klinochlor 0—5

Erz (Magnetit, Magnetkies,

Pyrit) 1—2

3. Dichte: 2,91—3,02 ($\pm$ 0,01) (Proben vom Kirch-Bühl).

4. Aus dem modalen Mineralbestand errechnete NIGGLI-Werte:

si	al	fm	c	alk	qz	h
81,8	2,6	97,4	—	—	— 18,2	31,9

Auch im Bereich der Olivin-Hornfelse gibt es lokal kleinere Partien von etwas abweichender mineralogischer und stofflicher Zusammensetzung. So zeigen z. B. Lesesteine von Olivin-Hornfels

¹¹ Zur Ausmessung der in dieser Arbeit gegebenen modalen Mineralbestände mit Hilfe des LEITZ'schen Integrationstisches gelangten jeweils charakteristische Proben der betreffenden ausgegliederten Gesteinstypen. Es erscheint dabei vorteilhafter, nicht Durchschnittswerte der Ausmessung des jeweiligen modalen Mineralbestandes zu geben, sondern ein Schwankungsbereich, das den natürlichen Verhältnissen eher gerecht wird. So wurden stets zahlreiche Dünnschliffe typischer Proben einzeln, d. h. nach getrennten Meßlinien ausgewertet, und nicht die Summen der Meßlinien. Im vorliegenden Beispiel 11 Dünnschliffe mit einzelnen Meßlinien von 110 mm, 83 mm, 97 mm, 96 mm usw. Man erhält so für jede Mineralkomponente 11 voneinander mehr oder weniger stark abweichende Werte. Die jeweilig vorkommenden Extremwerte (auf ganze Zahlen abgerundet) sind den angeführten Modalwerten zugrundegelegt. Zu einer Durchschnittszusammensetzung gelangt man einigermaßen, wenn man zwischen den beiden Extremwerten mittelt.

ca. 500 m NNW von Stockau Nester grobstengeligter Aggregate von olivinbräunlicher Hornblende bis zu 3—4 cm Länge. Es ist dieselbe u. d. M. kaum merklich blaßgrün bis olivbräunlich gefärbte, oben als „cummingtonitisch“ bezeichnete Hornblende¹², die spießig in Olivin und Talk vordringt (mikroskopisch-optische Charakteristik auf Tabelle 1). Sie scheint eine rel. späte Bildung im Werdegang der Verhornfelsung zu sein. Die genannte Hornblende zeichnet sich u. d. M. hier häufig durch einen augenfälligen Zonarbau aus, der in Absorptionsunterschieden, Abweichungen in bezug auf die Doppelbrechung und Unterschieden in der Größe des optischen Achsenwinkels deutlich zum Ausdruck kommt, besonders auch in sich unterscheidenden Auslöschungsschiefen n_x/c (vgl. Tabelle 1).

Augenfällig sind im vorliegenden Falle noch jüngere Um- und Einwachsungen (quer) winziger Garben von Antigorit.

Die Genese solcher hornblendereicher Partien mag auch im vorliegenden Falle z. T. durch stoffliche Inhomogenitäten (merklicher CaO-Wert) im Edukt begründet sein.

3. Enstatit-Olivin-Hornfelse (cummingtonitführend).

Vorkommen: Felsköpfe des Kirch-Bühls östl. Thann und Lesesteine im Walde daselbst,

Felsköpfe und Felsblöcke Höhe 524 östl. des Kirch-Bühl (Enstatit hier jedoch meist stark zurücktretend),
Blöcke östl. der „Schweißblohe“,
Blöcke auf dem Kron-Berg NW Thumsenreuth.

Der charakteristische Gemengteil Enstatit tritt durch den Glanz seiner Spaltflächen in divergent-strahliger Anordnung auf dunklerem Gesteinsgrunde zum Teil augenfällig hervor. Je nach

¹² Herrn Dr. H. HESSLING vom Physikalisch-Chemischen Institut der Universität Münster verdanke ich eine Bestimmung des CaO-Wertes dieser Hornblende, nach vorheriger, sorgfältiger Herauspräparierung unter dem Binokular. Es ergab sich als CaO-Gehalt ein Wert von nur 4.9 Gew.-%, für eine aktinolith. Hornblende außerordentlich gering. In guter Übereinstimmung mit einigen optischen Konstanten steht die vorliegende Hornblende daher der Gruppe der bisher im einzelnen noch recht wenig bekannten cummingtonitischen Hornblende sehr nahe. — Die auf Tabelle 1 aufgeführten Werte der Lichtbrechung von cummingtonitischer Hornblende wurden an derselben Probe bestimmt.

seiner Häufigkeit verleiht er dem Enstatit-Olivin-Hornfels eine megaskopisch mehr oder weniger körnige Struktur. Bis zu mittelkörnig-groben Typen solcher Gesteine finden sich insbes. unter den Felsblöcken auf dem Kron-Berg.

Einzelne Angaben zur mikroskopisch-optischen Charakteristik des vorliegenden Enstatits sind in Tabelle 1 aufgeführt.

Aus der gemessenen Größe des optischen Achsenwinkels von $2V_{\gamma} = 82^{\circ} (\pm 1^{\circ})$ läßt sich nach einzelnen Angaben im Schrifttum unter ähnlichen Vorbehalten, die auch oben bei Olivin gemacht sind, auf einen FeO-Gehalt des vorliegenden Enstatits von ca. 7 Gew.-% schließen, woraus sich eine Zusammensetzung von ca. $\text{Hy}_{10}\text{En}_{90}$ ergibt. Die Beziehungen der vorliegenden chemischen Analyse einer Probe von Enstatit-Olivin-Hornfels zu ihrem modalen Mineralbestand lassen jedoch einen FeO-Gehalt von höchstens 5 Gew.-% FeO zu. Daraus würde eine Zusammensetzung des vorliegenden Enstatits von etwa $\text{Hy}_{6,5}\text{En}_{93,5}$ resultieren.

Olivin tritt auch hier, kaum erkennbar als solcher, bei megaskopischer Betrachtung wenig hervor. Magnetkies und Magnetit sind in winzigen Einsprengungen reichlich im Gestein verteilt (Lupe).

Noch mehr als die enstatitfreien Olivin-Hornfelse zeichnen sich die enstatitführenden Typen auf Grund ihres Mineralbestandes durch größere Härte und höheres spezifisches Gewicht als die gewöhnlichen Serpentine aus. Beim Schlag mit dem Hammer geben sie einen hellen Klang!

Die typischen Enstatit-(Cummingtonit)-Olivin-Hornfelse zeichnen sich im Dünnschliff u. d. M. durch ein relativ unruhiges und unausgeglichenes Gefügebild aus (Abb. 15). Fingerförmig gestreckte Schnitte von Olivin, wie oben verwachsen, divergent-strahlig angeordnete „Scheite“ von Enstatit nach ehemaligen Talkrosetten (Abb. 13, 14) und dünne, bisweilen leicht gekrümmte Nadeln einer fast farblosen cummingtonitischen Hornblende (häufig rutenbündelförmig vereinigt) sind bunt durcheinandergesproßt. Die cummingtonitische Hornblende dringt mit ihren spießigen Nadelbüscheln in Olivin und Enstatit hinein oder verdrängt dieselben bisweilen von innen heraus. Sie ist ganz offensichtlich jünger als Olivin und Enstatit.

Talk bildet Verdrängungsreste in den Zwickeln der beiden Hauptgemengteile Enstatit und Olivin oder zwischen den Stengeln und Aggregaten von Enstatit, bisweilen als feinschuppige Neubildungen.

Auch fächerförmige Gruppierungen eines farblosen, vorwiegend nach dem Glimmergesetz verzwilligten Chlorits von Klinochlorcharakter lassen sich hie und da beobachten.

Reliktische Felder von Serpentin sind in den Enstatit-Olivin-Hornfelsen im allgemeinen nicht mehr erhalten.

An Erzmineralien sind Magnetit und Magnetkies (seltener Chromit) und ein halbopaker Chromspinell festgestellt. Als feinste „Speise“ finden sich Magnetit und Magnetkies überall im Gestein eingesprengt in winzigen Körnchen. Magnetit kommt insbes. in dünnen, netzförmig verlaufenden Schnüren nach Rissen und Sprüngen innerhalb von Olivinkörnern recht häufig vor. Größere Körner und Kornaggregate von Magnetkies werden hie und da von Magnetit aderförmig durchdrungen. Bisweilen wird Magnetkies von Magnetit umschlossen.

Korngröße, modaler Mineralbestand, Dichte, chemische Analyse und NIGGLI-Werte von Enstatit-Olivin-Hornfels.

1. Mittlere Größe der Gemengteile:

Enstatit	0,500— 3,000 mm
Olivin	1,000—10,000
cummingtonit. Hornblende . . .	0,200— 0,800
Talk	0,030— 0,200

2. Modaler Mineralbestand:

a) Schwankungsbereich, ermittelt an typischen Gesteinsproben b) ermittelte durchschnittliche Zusammensetzung:

Enstatit	20—59 Vol.-%	42,42 Vol.-%
Olivin	19—39	25,28
Talk	10—32	17,49
cumm. Hornblende	5—15	11,54
Klinochlor	1— 6	1,30
Erzminerale (Magnetit, Magnetkies, Chromspinell)	1—2,5	2,15

3. Dichte: 3,00—3,10 ($\pm 0,01$), Probe vom Kirch-Bühl.

4. Chemische Analyse (anal. Chemisches Laboratorium FRESSENIUS-Wiesbaden):

SiO₂ 49,75 Gew.-%

TiO₂ 0,12

Al₂O₃ 2,69

Cr₂O₃ 0,41

Fe₂O₃ 2,71

FeO 6,04

NiO 0,25

CaO 0,15

MgO 33,16

K₂O 0,11

Na₂O 0,17

SO₃ 0,53

CO₂ 0,35

S 0,18

H₂O^{+105°} 3,77

100,39 Gew.-%

0,11 ab O₂ für S

100,28 Gew.-%

5. NIGGLI-Werte:

si	al	fm	c	alk
83,5	2,93	96,42	0,27	0,38

ti	h	co ₂	so ₂	s
0,15	21,2	0,8	0,6	0,5

k	mg	o	c/fm	qz
0,29	0,90	0,04	0,003	-18,02

c) Kontaktmetamorph überprägte Serpentinite unmittelbar am Granitkontakt mit stärkerer, sukzessiver Stoffwandlung im Bereiche des Kron-Bergs.

Sukzessive Mineraleinwanderungen im Werdegang der kontaktmetamorphen Überprägung können lokal die gebildeten Enstatit-Olivin-Hornfelse und Olivin-Hornfelse partienweise in verschiedenem Grade umwandeln. An solchen sukzessiven Mineraleinwanderungen beteiligen sich vorwiegend:

1. Talk
2. Chlorit + Spinell
3. gemeine Hornblende.

Es haben sich so — je nach der Vorherrschaft des einen oder anderen der aufgeführten Minerale — lokal im Bereiche der Enstatit-Olivin-Hornfelse und Olivin-Hornfelse von diesen verbreiteten Typen mehr oder weniger abweichende Gesteinsvarianten entwickeln können.

1. Enstatit-Olivin-Hornfelse mit sukzessiver, partieller Talkisierung.

Einen besonders augenfälligen Gesteinstyp bilden die Enstatit-(Cumingtonit)-Olivin-Hornfelse zahlreicher Blöcke auf dem Gipfel des Kron-Berges NW Thumsenreuth. Diese sind in verschiedenem Maße rel. grob entwickelt (bis zu ca. 4—5 mm Korngröße im Durchschnitt). Dabei treten besonders fächer- bis rosettenförmige Aggregate von Enstatit, oft merklich in Talk umgewandelt, megaskopisch hervor. Solche silbergrau-glänzenden Aggregate heben sich aus einer feinkörnig-dichten Zwischenmasse markant hervor und erinnern stark an die ähnlich angeordneten Talksprossungen in den Fleckenserpentiniten der äußeren Kontaktzone. Massig-körniges Gefüge durch vollständige Umkristallisation und spürbar höheres spezifisches Gewicht des Gesteins sind jedoch schon für den Geländebefund unterscheidende Merkmale.

U. d. M. (Abb. 15) erkennt man, daß Enstatit in der beschriebenen Anordnung volumenmäßig weitaus vorherrscht. Augenfällig sind jedoch dabei die mehr oder weniger stark beteiligten pseudomorphen Einwachsungen von Talk in Enstatit, vorwiegend mit (001) nach [001] des Enstatits. Die Art der Einwachsung von Talk u. d. M. spricht hier eindeutig für eine Verdrängung von Enstatit durch Talk (Pseudomorphosen von Talk nach Enstatit). Auch Olivin und cumingtonitische Hornblende werden zum Teil durch Talk verdrängt.

Einen vollkommen anderen Habitus besitzen grobe Pakete von Talk (bis 0,900 mm) — neben solchen von Chlorit — in Zwickeln zwischen Enstatit und Olivin. Die Identifizierung dieses Gemengteils als Talk ist gesichert durch seine lebhaften Polarisationsfarben, durch die relativ geringe Lichtbrechung mit $n_g' \sim 1,56$ und durch das negative Ergebnis einer Prüfung des K_2O -Gehalts im vorliegenden, partiell talkisierten Enstatit-Olivin-Hornfels mit nur 0,11 Gew.-% (anal. Chemisches Laboratorium FRESERIUS-Wiesbaden), derselbe Wert, der auch im normalen Enstatit-Olivin-Hornfels bestimmt worden ist.

Gleichzeitig mit Talk verdrängt in mehr untergeordnetem Maße auch ein farbloser Chlorit, wiederum von Klinochlorcharakter, Enstatit und Olivin. Er tritt volumenmäßig gegenüber Talk stark zurück und zeichnet sich, bei + Nic., durch graue Interferenzfarben

in Schnitten $\sim [001]$, geringe Auslöschungsschiefe n_{γ} /Spaltrisse $2-3^{\circ}$ ($\pm 1^{\circ}$) und häufige polysynthetische Verzwillingung nach dem „Glimmergesetz“ (Verwachsungsebene (001)) aus. Auch dieser Chlorit bildet — wie bereits oben hervorgehoben — dicke Pakete in den Zwickeln von Enstatit, Olivin und cummingtonitischer Hornblende. Parallelverwachsungen zwischen Chlorit und Talk sind recht häufig zu beobachten.

Neben Enstatit bildet wiederum Olivin einen charakteristischen Hauptgemengteil. Fingerförmig gestreckter Habitus des Olivins nach [001] und subparallele Verwachsungen sind auch hier recht verbreitet. Wiederum weist jedes einzelne Olivinindividuum durch ein wirr-netzförmig verlaufendes System von Rissen und Sprüngen eine weitgehende Zerlegung in unzählige Körnel auf. In den Rissen und Sprüngen sind nicht selten Schnüre von Magnetit eingeschlossen; dabei ist kaum eine Spur von Serpentinisierung erkennbar.

Auch die fast farblose, spießige Cummingtonit-Hornblende, in rutenbündelförmigen Aggregaten, beteiligt sich wiederum an der Zusammensetzung dieses teilweise talkisierten Enstatit-Olivin-Hornfelses. In den größeren Chloritaggregaten sind häufig Körner und Körnelhaufen von Magnetit und gelbbraunem Spinell eingeschlossen.

Serpentinitrelikte haben sich auch in den vorliegenden Gesteinspartien vom Kron-Berg nicht auffinden lassen. Es ist ebenso der gesamte Mineralbestand durch Kontaktmetamorphose neugebildet.

Modaler Mineralbestand, Dichte und K_2O -Wert des partiell-talkisierten Enstatit-Olivin-Hornfelses.

1. Modaler Mineralbestand:

Enstatit	31—62 Vol.-%
Olivin	20—39
Talk	21—49
cummingtonitische Hornblende	5—10
Klinochlor	2— 8
Erzminerale und Spinell	1— 2

2. Dichte: 2,99 ($\pm 0,01$).

3. K_2O -Wert des Gesteins (nach einer Bestimmung von FRESNIUS-Wiesbaden).

K_2O	0,11 Gew.-%
------------------	-------------

2. (Enstatit)-Olivin-Hornfelse mit sukzessiver, partieller Chloritisierung und Spinellbildung.

Neben dem beschriebenen talkreichen Gesteinstyp finden sich auf dem Gipfel des Kron-Berges auch Partien mit reichlich Chlorit. Megaskopisch treten aus einem graugrünen, feinkörnigen Grundgewebe glänzende Blättchen von Chlorit in durchweg xenoblastischer Entwicklung bis zu 1—2 cm $\varnothing$ auffällig hervor.

Das mikroskopische Gefügebild des vorliegenden Kontaktgesteins (Abb. 16) besitzt starke Anklänge an eine Hornfelsstruktur mit diablastischen und poikiloblastischen Durchdringungen. So wird der Hauptgemengteile Olivin von groben, farblosen Chloritpaketen lappig und buchtig durchwachsen und verdrängt. Der Chlorit selbst wird siebartig von vielen Körnern und Kornhaufen von grasgrünem Spinell und opakem Magnetit durchsetzt. Der Spinell besitzt vorwiegend eine Begrenzung nach {111}. Risse und Sprünge im Spinell, sowie in Lücken innerhalb Kornhaufen desselben, sind von Magnetit ausgeheilt. Diffuse, halbopake Schleier trüben vorzugsweise das Innere größerer Spinellhaufen.

Neben Olivin wird auch die beigemengte, fast farblose cummingtonitische Hornblende durch Chlorit z. T. noch diablastisch durchdrungen.

Eine jüngere Einwanderung von Ca^+ ist in diesem Gesteinstyp weniger verbreitet.

Auch in dem vorliegenden Olivin-Hornfels, der untergeordnet ein wenig Enstatit führt, kann wiederum eine ältere Mineralgeneration (Olivin, Enstatit, cummingtonitische Hornblende) von einer jüngeren (Chlorit, Spinell, Talk) unterschieden werden. Die jüngere Generation durchgreift die ältere vorwiegend dia- und poikiloblastisch und verdrängt letztere in verschiedenem Grade. Die Verdrängung des Olivins durch Chlorit erfolgt jeweils unter Ausscheidung von Spinell und Magnetit.

Korngröße und modaler Mineralbestand des chlorit- und spinellführenden Cummingtonit-Olivin-Hornfelses vom Kron-Berg.

1. Korngröße:

Olivin	0,100— 2,500 mm	(einzelne Körner)
Chlorit	0,100—20,000	< 0,100 mm)
cummingtonitische Hornblende	0,100— 1,000	
Spinell	< 0,005—0,500	
	(Einzelkörner) — (Kornhaufen)	

2. Modaler Mineralbestand:

Olivin	28—40 Vol.-%
Chlorit	37—57
cummingtonitische Hornblende	5—19
Spinell und Magnetit	4— 7

Ähnliche Partien von Olivin-Hornfels mit groben Chloritdurchwachungen finden sich auch in einzelnen Blöcken im Walde Höhe 524 SW des Kron-Berges.

C. DURRELL (1940) hat, wie eingangs bereits erwähnt worden ist, kürzlich vom Rocky Hill Stock aus der südlichen Sierra Nevada (Kalifornien) als Serpentinithornfels einen weitgehend ähnlichen Gesteinstyp in bezug auf Mineralbestand und Struktur beschrieben. Der dort als Gemengteil hinzukommende „Enstatit-Hypersthen“ dürfte auch am Kron-Berg als Enstatit partienweise durchaus in stärkerer Beteiligung zu erwarten sein.

3. Olivin-Hornfels mit sukzessiver Hornblendisierung.

Unter den Gesteinsblöcken auf dem Gipfel des Kron-Berges gibt es weiterhin gleichmäßig-feinkörnige, dunkelgraugrüne Hornfelspartien, ähnlich den „Einschlüssen“, wie sie oben insbesondere vom „Dürren Schlag“ beschrieben worden sind. Solche Partien bestehen u. d. M. vorwiegend aus wirr-grobtengeliger bis schilfig-feinstengeliger Hornblende ($n_x/c \sim 17 - 20^\circ (\pm 1^\circ)$) mit einem kaum merklichen, zart grünlichen Pleochroismus, die wohl als „gemeine“ Hornblende anzusprechen sein dürfte. Hie und da wird ein schwacher Zonarbau an ihr beobachtet. Weiterhin beteiligt sich ein farbloser Chlorit in Nestern mit zahlreichen eingeschlossenen Kornhaufen von Spinell an der Gesteinszusammensetzung. Aus dieser Mineralzusammensetzung treten mit Relief und höheren Interferenzfarben (+ Nic.) langgestreckte, fingerförmige Olivine hervor, die durch Hornblende teilweise verdrängt werden (Abb. 17, 18). Sie sind oft — wie oben beschrieben — in einzelne Körnel aufgegliedert und von dünnen Magnetitschnüren durchsetzt. Oft deuten nur noch einzelne winzige Kornreste „brückenartig“ die Zusammengehörigkeit zu einem präexistenten, langgestreckten Individuum von Olivin an (Abb. 19). Erzkörner (vorwiegend Magnetit) liegen auch bei diesem Gesteinstyp überall zwischen dem Mineralbestand und als Einschlüsse verstreut.

Korngröße und modaler Mineralbestand des hornblendisier- ten Olivin-Hornfelses.

1. Korngröße:

Hornblende	0,100—0,800 mm	
Olivin	—2 000	(Länge) und 0,100 mm (Breite)
Chlorit	0,100—0,600	
Spinell	0,005—0,200	

2. Modaler Mineralbestand:

gem. Hornblende	59—82 Vol.-%
Olivin	2—20
Chlorit	8—16
Spinell, Magnetit	0,5—1



Abb. 19. Langgestreckter Olivin, durch später einsetzenden Verdrängungsvorgang weitgehend aufgezehrt. Brückenartig wird die Zusammengehörigkeit der Einzelkörner zu einem ehemals einheitlichen Individuum angedeutet. Ihre einheitliche optische Orientierung (+ Nic.) spricht in gleicher Weise dafür. Nach Dünnschliff SM 349 b, aus hornblendisiertem Olivin-Hornfels vom Nordhang des Kron-Berges.

d) Kontaktmetamorph veränderte Serpentinite mit sehr starker Stoffwandlung am Fuße des Kron-Berges.

Der unmittelbar an den Granit angrenzende Berührungssaum der Serpentinithornfelse ist nur am Nordhang des Kron-Berges im Walde unterhalb des Weges von Kühlenmorgen-Waffenhammer einigermaßen aufgeschlossen. Hier können an großen Leseblöcken die petrographischen Verhältnisse eines innersten Kontaktsaumes studiert werden, während sonst die Grenze Serpentinithornfels/Granit längs Senken und Talwannen mit alluvialen Verhüllungen verläuft. Die Streufläche solcher Leseblöcke des innersten Kontaktsaumes besitzt am Nordhang des Kron-Berges eine Breite von ca. 30—40 m. Sie trifft bereits im untersten (nördlichsten) Teil des

Berghanges mit Blöcken einer feinkörnigen, melanokraten Randfazies von Granit zusammen, während oberhalb, gegen die Enstatit-Olivin-Hornfelse hin, hornblendisierte Typen von (Enstatit)-Olivin-Hornfels mit Olivinrelikten — wie sie oben beschrieben sind — aufgesammelt werden können.

Plagioklas-Amphibol-Hornfelse.

Die Serpentinithornfelse dieses granitnahen Berührungssaumes sind im wesentlichen dichtkörnige bis feinkörnige Gesteine von dunkler, bläulich- bis grünlichgrauer Farbe. In Wolken, Nestern oder dünnen Bändern (Längsbruch) treten in vielen Partien bis zu 3—5 mm große Hornblenden durch ihre stark glänzenden, schwarzgrünen Spaltflächen augenfällig hervor. Weiterhin ist Magnetkies in Fünkchen oder kleinen Nestern recht häufig eingesprengt. Auch durchsetzende Klüfthen sind mitunter von Magnetkies gefüllt. Nur wenig hervortretende, um eine Nuance lichtere Streifen und Wolken geben sich u. d. M. als mehr oder weniger an Plagioklas reichere Partien zu erkennen. Auch kleinere Wolken von winzigen Biotitschüppchen sind hier und da bereits megaskopisch erkennbar.

Der mikroskopische Befund (Abb. 20—23) ergibt eine wesentliche Beteiligung felsischer Gemengteile (insbes. Kalknatronfeldspat, Klinozoisit, seltener auch Quarz) neben femischen Bestandteilen (insbes. Hornblende, zurücktretend: Biotit, Chlorit) an der Gesteinszusammensetzung. Die aufgeführten Nebengemengteile können dabei lokal stärker vorherrschen. Bezeichnend ist auch die übergroße Beteiligung von Erzkörnern und Erzhaufen innerhalb des Mineralbestandes, die palimpsestartig auf die Gesteinsabkunft hinweisen.

Das Vorherrschen von Plagioklas oder Hornblende wechselt auf dem Längsbruch des Gesteins schlierig und streifig ab (Abb. 21, 22). Nach dieser Textur sind zahlreiche, insbes. nach [001] gestreckte Hornblenden annähernd eingeregelt. In den hornblende-reicheren Partien herrscht überwiegend poikiloblastische Struktur vor, indem Plagioklas größere, lappig-ausgebuchtete Hornblenden siebartig durchlöchert (Abb. 20). Die plagioklasreicheren Partien zeichnen sich andererseits durch eine mehr oder weniger weitgehend deutliche Pflasterstruktur aus (Mosaikverband von Plagioklas und Hornblende). Schon bei volumetrischem Gleichgewicht zwischen

Plagioklas und Hornblende herrschen jedoch mehr diablastische Strukturen vor (Abb. 21, 22, 23).

Die streifige Auflockerung des dunkleren Altbestandes durch Plagioklaseinwanderung ist in allen Stadien zu studieren (Abb. 20 bis 23). Einzelne grobausgebildete Pflaster von Plagioklas, die injektiv in leukokraten Bändern vorgreifen, führen bisweilen in ihren inneren Partien grob xenoblastischen Quarz mit unzähligen Flüssigkeits- und Gaseinschlüssen. Innerhalb der vorherrschenden Plagioklasplaster scharen sich Säume von Biotit (oder auch bräunliche Hornblende) um einzelne größere Erzkörner (Abb. 23). Das Auftreten von Biotit in diesem Gesteinstyp scheint im wesentlichen nur an Erzpartikel angelehnt zu sein. Klinozoisit hat sich vorwiegend in plagioklasfreien oder plagioklasarmen Partien zusammen mit Hornblende oder Chlorit angesiedelt.

Auftretende Hornblende ist in ihrem größten Anteil entweder zart grünlich oder bräunlich u. d. M. gefärbt, zwei deutlich verschiedenen Generationen angehörend. Die grüne Hornblende bildet dabei stets die ältere Generation und wird von der bräunlichen umwachsen. Letztere mit

$$n_{\gamma} \geq n_{\beta} > n_{\alpha}$$

bräunlich $\geq$ olivbräunlich $>$ zart bräunlichgelb

besitzt eine Auslöschungsschiefe auf (010) $n_{\gamma}/c \sim 22-24^{\circ} (\pm 1^{\circ})$, die grüne Hornblende eine etwas größere mit $n_{\gamma}/c \sim 24-25^{\circ} (\pm 1^{\circ})$.

In den plagioklasreicheren und strukturmäßig mehr ausgeglichenen Partien kommt fast nur die bräunliche Hornblende vor. In den lichter Anteilen mit stärkerer Plagioklaseinwanderung tritt lokal sogar noch eine weitere Hornblendeart mit vorwiegend meergrünem Pleochroismus nach c hinzu.

Zonenbau ist bei allen hier beteiligten Hornblendearten allgemein verbreitet; auch Verzwillingung nach dem Querspinakoid (100) läßt sich hier und da beobachten.

Der beteiligte Plagioklas besitzt nach U-Tisch-Messungen etwas schwankende Anorthitgehalte, was auch schon durch seinen häufigen Zonarbau zum Ausdruck kommt. Es sind Werte zwischen 18 und 28% An ($\pm 1\%$) gemessen worden. Dieser Kalknatronfeldspat ist nicht selten polysynthetisch nach dem Albit- oder Periklingesetz verzwillingt und zeichnet sich stets durch vollkommene Frische des Korns aus.

Die opaken Neben- und Übergemengteile, die mit ca. 2—3 Vol.-% rel. reichlich dem vorliegenden Plagioklas-Amphibol-Hornfels beigemengt sind, setzen sich vorwiegend aus Magnetkies und Magnetit zusammen. Bei sehr starker Vergrößerung u. d. Erzmikroskop erscheint der Magnetkies in lappig-buchtigen Kornaggregaten. An den Außenrand von Magnetkies schließt sich auch seltener ein Korn von Kupferkies an. Magnetit ist gegenüber Magnetkies feinkörniger entwickelt.

Auf das fast völlige Fehlen von Titanit, der sonst den meisten hornblendeführenden Gesteinen beigemengt ist, sei noch ganz besonders hingewiesen. Nur lange, dünne Nadeln von Rutil lassen sich, kreuz und quer im Quarz eingelagert, feststellen.

Korngröße, modaler Mineralbestand und Dichte des Plagioklas-Amphibol-Hornfelses vom Nordhang des Kron-Berges.

1. Korngröße:

Hornblenden	. . .	0,020—0,400 mm, in einzelnen Partien
		0,006—3,00 mm
Plagioklas	. . .	0,020—0,150 mm, in einzelnen Partien
		0,300—0,600 mm
Quarz		0,100—0,006 mm
Biotit (Chlorit).	. .	0,030—0,200 mm
Klinozoisit	. . .	0,050—0,120 mm

2. Modaler Mineralbestand:

Hornblendereichere und plagioklasreichere Partien wechseln in streifiger und schlieriger Verteilung, oft ineinander übergehend, in der Fläche eines Dünnschliffes mehrmals ab. Eine getrennte Vermessung von lichterem und dunkleren Partien mit dem I-Tisch erwies sich im Ergebnis als kaum zuverlässig. Es seien daher nur die mittleren Werte des modalen Mineralbestandes von diesem Gestein angeführt.

Hornblende . . . 40—60 Vol.-%, davon ca. die Hälfte grüne Hbl.,
die andere Hälfte braune Hbl.

Kalknatronfeldspat	30—40
Biotit (Chlorit).	1— 2
Klinozoisit	1
Quarz	0— 4
Erz-	2— 3

3. Dichte: 2,93 ($\pm$ 0,01) (Durchschnittsprobe).

e) Der hybride Berührungssaum des Steinwald-Granits
am Fuße des Kron-Berges.

Am Nordhang des Kron-Berges ist der unmittelbare Berührungssaum des Granits in Leseblöcken aufgeschlossen. In einer Berührungszone von einigen Metern Breite unterscheidet sich dieser „Granit“ durch geringere Korngröße und Reichtum an dunklen Gemengteilen wesentlich von der normalen Ausbildung des Steinwald-Granits (Korngröße im Durchschnitt $< 0,8$ mm, femische Gemengteile $\sim 25\text{—}35$ Vol.-%). Es ist durch schlierige Texturen offenkundig, daß in dieser stark melanokraten Randpartie des Steinwald-Granits eine hybride Zone des Granits infolge Assimilation basischen Materials der benachbarten Serpentin-Hornfelse vorliegt.

Das mikroskopische Bild läßt eine ausgesprochen hypidiomorph-körnige Struktur erkennen. Leisten von Plagioklas und durch die Basis (001) begrenzte Schnitte von Biotit umschließen in Zwickeln xenomorph entwickelte Körner von Kalifeldspat, Quarz, Hornblende und diopsidischem Pyroxen.

An felsischen Gemengteilen sind erkannt: Kalknatronfeldspat, Kalifeldspat (Orthoklas und Mikroklin), stark zurücktretend: Quarz; an femischen Gemengteilen: Biotit, blaßgrüne Hornblende und spärlich diopsidischer Pyroxen. Neben- und Übergemengteile bilden: Apatit, Titanit, Zirkon und Erzkörner. Kalknatronfeldspat gegenüber Kalifeldspat stark vorherrschend, ist stets idiomorph entwickelt. Er besitzt meist einen ausgeprägten Zonenbau mit höherem An-Gehalt im Inneren. Es haben sich An-Gehalte des Plagioklases zwischen 30 und 39 % (± 1 %) messen lassen (U-Tisch-Messungen). Nur wenige Plagioklase besitzen in ihren Kernpartien dichte Saussuritfilze. Verzwillingung der Plagioklase nach dem Albitgesetz und dem Karlsbader Gesetz kommen häufig vor.

Kalifeldspat und Quarz finden sich vorzugsweise in Zwickeln zwischen den Plagioklasleisten. Der Kalifeldspat gehört vorwiegend dem Orthoklas an, nur teilweise ist er Mikroklin mit deutlicher Gitterung. Quarz tritt volumetrisch stark zurück. Der tiefbraun gefärbte Biotit besitzt hie und da eine randliche Chloritisierung (Pennin). In derartigen Biotiten sind jeweils prächtige Sagenitgitter eingelagert.

Im Vergleich mit Biotit ist die Beteiligung von Hornblende und Pyroxen sehr gering. Die blaßgrüne Hornblende besitzt einen relativ schwachen Pleochroismus und wird durch eine Auslöschungsschiefe auf (010) mit $n_{\gamma}/c \sim 18^{\circ} (\pm 1^{\circ})$ gekennzeichnet. Sie umwächst spärliche Reste eines zart graugrünen, diopsidischen Pyroxens.

Apatit in langen dünnen, oft quergegliederten Säulchen ist im Gestein weitverbreitet. Titanit bildet größere, lappige Körner. Einzelne, bisweilen gegen Plagioklas randlich korrodierte Prismen von Zirkon sind nicht allzu häufig.

Korngröße, modaler Mineralbestand und Dichte der hybriden Randfazies des Steinwald-Granits.

1. Korngröße:

Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz	0,100—1,000 mm
Biotit, Hornblende	0,100—0,500
Apatit (Länge der Prismen) . .	0,500 mm maximal
Titanit	0,300 mm maximal
Zirkon	0,300 mm maximal

2. Modaler Mineralbestand:

Plagioklas	40—45 Vol.-%
Kalifeldspat (Orthoklas und Mikroklin)	15—25
Quarz	10—15
Biotit (Chlorit)	20—25
Hornblende u. diopsid. Pyroxen	4— 6
Apatit, Titanit, Zirkon, Erzminerale	2— 4

3. Dichte: 2,74 ($\pm 0,01$).

III. Die Prasinit-Serie und ihre kontaktmetamorph überprägten Produkte.

a) Die unveränderten Prasinite und ihre reliktsichen Bestandmassen ortho- und paragenetischer Abkunft außerhalb des Kontakthofes.

An der Zusammensetzung des Metabasit-Komplexes von Erben-dorf beteiligten sich weiterhin in größerer Ausdehnung gebänderte, prasinitische Amphibolite. Mineralzusammensetzung und Struktur dieser prasinitischen Serien sind im Vergleich mit den oben beschriebenen Serpentinitten recht wechselvoll. Sie weisen z. B. zwi-

schengeschaltete Partien mit mehr oder weniger umgeformten Magmatitstrukturen verschiedenen Charakters und Lagen eindeutig paragenetischer Abkunft auf. So sind Anteile gabbroider und quarzkeratophyrischer Abkunft vom Verf. erkannt worden, während bereits LUCZIKY (1904) Relikte ophitischer Strukturelemente erwähnt hat.

Mit Ausnahme von Beschreibungen dieser grünen Gesteinsserie auf rein qualitativer Grundlage als „Amphibolite“ und „Grünschiefer“ durch C. W. v. GÜMBEL (1879), LUCZIKY (1904) und DE TERRA (1925) liegen über sie bisher keinerlei detaillierte Untersuchungen nach Gesichtspunkten neuerer, einschlägiger petrographischer Methoden vor. Jedoch sind aus anderen Gebieten, so insbesondere aus dem sächsischen Zwischengebirge, weitgehend vergleichbare grüne, gebänderte Gesteinsserien durch O. WEG (1931) einer eingehenden petrographischen Analyse unterzogen und als „Prasinite“ beschrieben worden.

Für die vorliegende Studie erscheint eine petrographische Charakteristik einzelner Glieder der Prasinitserie nur insoweit erforderlich, als dieselben auch in den Bereich der Kontaktaureole des Steinwald-Granits hineingreifen und dort als Kontaktfelse anstehen bzw. aufgesammelt werden können.

Vorwiegend sind als Edukte der Prasinitornfelse bandstreifige Gesteine erkannt, bei denen melanokrate und leukokrate Lagen in vielfach wiederholter Folge abwechseln und ineinandergreifen (Abb. 24, 27). Die Mächtigkeit der feinen Lagen wechselt zwischen Bruchteilen von einem bis zu einigen Millimetern. Die Absonderungsformen der Gesteinskörper solcher Prasinite sind vorwiegend bankig, plattig und scheitförmig. Es gibt aber auch weniger eingeschichtete Partien.

Die Gesteinstextur der vorliegenden Prasinite nach (b c) im Dünnschliff u. d. M. ist im allgemeinen gekennzeichnet durch eine mehr oder weniger strenge lineare Ausrichtung und Einregelung der Hornblendenematoblasten. Bisweilen treten einzelne Plagioklasse schwach porphyroblastisch hervor. In solchen Partien schmiegen sich dann die Nematoblastenzüge von Hornblende um jene herum, und es entstehen leicht wellige Texturen.

Die normale parallelschiefrige und lagige Ausbildung der Prasinite ist bisweilen merklich postkristallin mechanisch überarbeitet. Eine solche mechanische Überarbeitung kann mehr oder weniger

unter Katakklase und Zermörtelung erfolgen, wobei die Hornblende auf die Bewegung bei der Gesteinsdeformation augenfälliger als der Plagioklas reagiert hat.

Die melanokraten Lagen (Abb. 24, 27) bestehen u. d. M. hauptsächlich aus stengeliger Hornblende neben saurem Plagioklas. Letzterer kann partienweise sehr stark zurücktreten. Epidot ist fast stets mehr oder weniger reichlich beigemischt, oft jedoch streifenweise vollständig fehlend. Der Gehalt an Chlorit wird durchweg als recht unbedeutend gefunden. Magnetit und Titanit oder Rutil kommen als Nebengemengteile oder Übergemengteile vor.

In den leukokraten Lagen treten die Granoblasten von saurem Plagioklas stärker hervor. Auch Epidot ist meist reichlicher beigemischt. Stengelige Hornblende beteiligt sich indessen viel spärlicher. Titanit, Rutil und Magnetit bilden wiederum Neben- bzw. Übergemengteile. In einzelnen Lagen mit grobentwickelten Pflastern von Plagioklas tritt bisweilen (neben Epidot) nesterförmig reichlich Quarz auf.

Die Hornblende als ein charakteristischer Hauptgemengteil der Prasinite zeichnet sich auch in den vorliegenden Gesteinen zum großen Teil durch stengeligen Habitus mit {110} und durch eine mittelkräftige, bläulich- bis meergrüne Absorption nach [001] aus:

$$n_{\gamma} \geq n_{\beta} > n_{\alpha}$$

meergrün bis bläulichgrün grasgrün lichtgrünlichgelb
 Auslöschungsschiefe auf (010) $n_{\gamma}/c = 16-20^{\circ} (\pm 1^{\circ})$.

Es handelt sich dabei nach der bisherigen Kenntnis um eine tonerdeführende und schwach natronhaltige, gemeine Hornblende. Jedoch nicht in allen Partien der vorliegenden Prasinite besitzen die Hornblenden dieselben mikroskopisch-optischen Eigenschaften. So treten streifenweise schwach pleochroitische, stengelige Hornblenden auf, ohne eine bläuliche Farbkomponente nach [001]. Diese stehen aktinolithischen Gliedern der Amphibolreihe nahe.

Auch schwacher Zonarbau tritt bei der hier vorkommenden Hornblende häufig auf.

Der An-Gehalt der durchweg frischen Plagioklase schwankt in dem rel. großen Bereich zwischen An_8 — $An_{30} (\pm 1)$ bei verschiedenen Typen innerhalb der Prasinitserie nach U-Tisch-Messungen. Zonarbau ist allgemein verbreitet.

Korngröße und modaler Mineralbestand ausgewählter Glieder der Prasinitserie.

1. Korngröße:

Plagioklas	0,030—0,300 mm	
Hornblende	0,100—2,000	(// [001])
	0,010—0,120	(⊥ [001])
Epidot (Klinozoisit)	0,010—0,400	
Kalkspat	0,050—0,200	
Titanit	0,030—0,060	
Rutil	0,010—0,075	
Magnetit	—0,120	
Klinochlor	0,150—0,500	

2. Modaler Mineralbestand:

	lichte Lagen	dunkle Lagen
Plagioklas	80	→ 0 Vol.-%
Hornblende	5	→ 60
Epidot (Klinozoisit)	1	→ 20
Klinochlor	< 5	
Titanit, Rutil, Magnetit	< 3	

Als Anhaltspunkt für den Chemismus prasinitischer Gesteine seien die NIGGLI-Parameter eines vergleichbaren gebänderten Prasinites von der Kratzmühle aus dem sächsischen Zwischengebirge aus der Arbeit von O. WEG (1931) angeführt:

si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	c/fm
138	23,0	40,7	20,5	15,8	0,10	0,36	— 24,8	0,50

b) Die kontaktmetamorph überprägte Prasinitserie.

Ostwärts und nördlich der Ortschaft Grötschenreuth wird die Prasinitserie in einem Bereich von ca. $1\frac{1}{2}$ km Ausdehnung vom Steinwald-Granit berührt (Abb. 1). Die Breite der Kontaktaureole beträgt indessen kaum mehr als 100—150 m, bei offensichtlich relativ steil einfallender Kontaktfläche des Granitplutons. Obige Angabe über die Breite des Kontakthofs stützt sich jedoch nur auf einen sicheren Anhaltspunkt, eine größere Felsgruppe von prasinitischem Amphibolit NE Grötschenreuth, an der (partienweise in verschiedenem Grade) Spuren einer schwachgradigen Kontaktwirkung im Dünnschliff u. d. M. gerade eben erkennbar sind. Dabei erweist sich die Hornblende am empfindlichsten (Abb. 25). Ihre Prismen von der Größenordnung // [001] 0,150—1,500 mm, ⊥ [001] 0,010—0,080 mm zeigen eine beginnende büschelige Auflockerung durch Umkristallisation in winzigere, kleine Nadeln von der

Größenordnung // [001] 0,060—0,120 mm, $\perp$ [001] < 0,006 mm. Nur in einzelnen Nestern greift die Neuspaltung von Hornblende zunächst stärker durch. Dabei ist eine spürbare Änderung ihrer mikroskopisch-optischen Eigenschaften nicht erfolgt. Aber auch der Plagioklas ($\varnothing$ 0,050—0,300 mm) zeigt + Nic. hie und da unter der schwachen Einwirkung der Kontaktmetamorphose eine beginnende Zerlegung in kleinere Pflaster ($\varnothing$ < 0,050 mm)¹³.

An den Nebengemengteilen (Epidot, Titanit, Rutil, Magnetit, Apatit) läßt sich keinerlei Veränderung u. d. M. erkennen. Auch die feine Lagentextur und die dünnbankig-plattige Zerlegung des Gesteins erscheinen vollkommen unbeeinflußt.

Der modale Mineralbestand einer Durchschnittsprobe des kaum oder nur wenig kontaktmetamorph umgewandelten prasinitischen Amphibolits der genannten Felspartie ist bestimmt worden mit:

Plagioklas ($An_{25-27} (\pm 2)$)		57 Vol.-%
Hornblende		40
Epidot (Klinozoisit)	}	2
Titanit		
Rutil		
Apatit		
Magnetit		1

Fortgeschrittene Stadien kontaktmetamorpher Überprägung von Prasiniten sind nicht anstehend aufgefunden worden. Das Studium solcher Hornfelse kann nur an zahlreichen Leseblöcken erfolgen, welche die Talhänge nördlich und ostwärts von Grötschenreuth bestreuen.

Nach den aufgesammelten Proben lassen sich folgende Typen von Hornfelsen der Prasinitserie und ihrer Einschaltungen ausgliedern:

1. Plagioklas-Amphibol-Hornfelse.

Am verbreitetsten sind zähe, dichtkörnig-massige Gesteine von stumpfer, blaugrauer Farbe, splittrig brechend und beim Schlag mit dem Hammer hellklingend. Kleine Nester und Schmitzen von Magnetkies sind häufig eingesprengt. Solche Prasinitornfelse erscheinen z. T. vollkommen umkristallisiert unter weitgehender

¹³ Eine vermutete Zunahme des An-Gehaltes im Plagioklas (mit $An_{25-27} (\pm 2)$) bei der Umkristallisation ist jedoch in keiner Weise realisiert.

Auslöschung ehemaliger Bandstreifung und Schieferungstexturen. Diese Gesteine können den oben (S. 35—37) als Plagioklas-Amphibol-Hornfelse beschriebenen — zu den Serpentinithornfelsen gehörigen Gesteinstypen — zum Verwechseln ähnlich sein. Als megaskopische Unterscheidungsmerkmale sind bestenfalls das dichtere Gefüge und die dunklere, mehr blaugraue Farbe zu nennen.

Markant und spezifisch ist hingegen das Texturbild des vorliegenden Prasinithornfelses im Dünnschliff u. d. M. (Abb. 26) durch büschelige und garbige Aggregationen stengeliger Hornblende. Diese besitzt einen merklichen Pleochroismus mit n_γ (meergrün bis bläulichgrün), $\geq n_\beta$ (grasgrün), $> n_\alpha$ (gelblichgrün); ihre Auslöschungsschiefe n_γ/c auf (010) wird bestimmt mit 18—19° ($\pm 1^\circ$).

Nach den obengenannten optischen Eigenschaften der Hornblende und ihrem morphologischen Habitus sind anscheinend weitgehende Ähnlichkeit mit der „prasinitischen“ Hornblende, aus welcher sie durch Umkristallisation im Zuge kontaktmetamorpher Überprägung hervorgeproßt ist, bewahrt geblieben.

Die Lücken zwischen den Hornblendeaggregaten füllt der zweitwichtigste Hauptgemengteil, ein saurer Plagioklas mit An_{25-27} (± 2). Seine winzigen Granoblasten sind vollkommen frisch und ohne jegliche beobachtbare Zwillingslamellierung.

Nicht ganz so reichlich ist Chlorit eingesprengt, der in gröberen Lepidoblasten einen überprägenden Charakter besitzt. Er scheint sich auf Kosten der Hornblende auszubreiten. Wo er partienweise reichlicher auftritt, drängt er die Hornblende weitgehend zurück. Hier stellt sich dann auch spärlich etwas Biotit ein (Übergang zu Plagioklas-Amphibol-Hornfelsen mit Biotit und Chlorit). Der vorkommende Chlorit kann nach seiner mikroskopisch-optischen Physiographie als „Klinochlor“ angesprochen werden. Seine grasgrüne Färbung und der Pleochroismus sind nicht ganz so intensiv als bei der beigemengten Hornblende.

Als Nebengemengteile finden sich spärlich: Epidot (Klinoisit), Titanit, Rutil.

Bemerkenswert sind noch die reichlich eingesprengten, opaken Körner und Kornhaufen von Magnetit und Magnetkies. Im Anschliff u. d. Erzmikroskop kann festgestellt werden, daß Magnetit vorwiegend in kleineren Körnern und Kornaggregaten überall im Gestein verteilt ist, während Magnetkies im wesentlichen als An-

reicherungen in einzelnen Nestern und größeren Kornhaufen auftritt. Ein bräunlichrosaer Farbstich der Magnetitkörner (Ölimmer-sion, starke Vergrößerung) weist auf einen noch unentmischten Titangehalt im Magnetit hin, wie auch der größte Teil seiner Körner von Leukoxenkränzen umgeben wird. Auch Körner von Ilmenit (mit Anisotropieeffekten und deutlichem Reflexionspleochroismus) sind nicht selten beigemengt. Nur vereinzelt findet sich auch einmal ein Korn von Eisenglanz.

In vielen Partien dieses vollständig kontaktmetamorph umkristallisierten Plagioklas-Amphibol-Hornfelses leuchtet die alte bandstreifige Textur des Prasinitis doch noch palimpsestartig durch, in einer entsprechenden, wenn auch verschwommenen Verteilung leukokrater und melanokrater Bestandteile. Insbesondere bilden oft Kornreihen von Erz das alte Lagengefüge noch getreulich ab.

Korngröße und modaler Mineralbestand von Plagioklas-Amphibol-Hornfelsen prasinitischer Abkunft.

1. Korngröße:

Hornblende	0,075—0,250 mm (nach [001])
Plagioklas	0,005—0,080
Klinochlor	0,100—0,300
Erzaggregate . . .	0,005—0,300 (bis einige mm $\varnothing$ max.)

2. Modaler Mineralbestand:

Hornblende	40—60 Vol.-%
Plagioklas (An_{26-28})	30—50
Biotit, Klinochlor	5—12
Erzminerale (Magnetit, Magnetkies, Ilmenit) . . .	2— 5

2. Plagioklas-Amphibol-Hornfelse mit Biotit und Chlorit.

Der vorher beschriebene Plagioklas-Amphibol-Hornfels führt nicht selten Nester winziger, wirr angeordneter Schüppchen von Chlorit. Aus solchen Partien heraus entwickelt sich ein Hornfelstyp, der mehr oder weniger stark von Chlorit und Biotit durchsetzt wird. Er repräsentiert wahrscheinlich ein granitnäheres Stadium kontaktmetamorpher Überprägung der Prasinite als ersterer.

Im mikroskopischen Bild (Abb. 28—30) macht sich gegenüber den Plagioklas-Amphibol-Hornfelsen eine beträchtliche Einwanderung von Biotit und Chlorit (Klinochlor) bemerkbar, die partienweise (im Längsbruch lagenweise) stark dominieren und den Am-

Korngrößen und modaler Mineralbestand von Plagioklas-Amphibol-Hornfelsen mit Biotit und Chlorit.

1. Korngrößen:

Hornblende	0,100—0,300 mm	
Plagioklas	0,004—0,020	(lokal Pflaster von 0,100 bis 0,200 mm)
Biotit	0,020—0,300	
Chlorit	0,500—1,000	
Erzminerale	<0,050	(vereinzelt auch größere Haufen)

2. Modaler Mineralbestand:

	leukokrate plagioklas- reich Vol.-%	hornblende- reich Vol.-%	biotitreich Vol.-%	chlorit- reich Vol.-%
Hornblende . .	—	30—50	1—10	1—10
Biotit	20—41	0—20	70—80	10—20
Chlorit	—	2—8	0—20	40—60
Plagioklas . .	61—79	10—30	10—30	10—30
Erzminerale und Nebengemeng- teile	< 1	2—3	2—3	2—3

3. Plagioklas-Amphibol-Hornfelse mit Einschlüssen von epidotführenden Diopsid-Vesuvian-Hornfelsen.

Nicht selten enthält der oben beschriebene Plagioklas-Amphibol-Hornfels rel. scharf begrenzte, sehr augenfällige, lichte Flecken, vorwiegend nach Art einer abgerissenen Bänderung (Abb. 31). An zahlreichen Blöcken gehen in der Tat solche Partien in bandstreifige Hornfelse über. Die wiederholte Folge einer derartigen Bänderung scheint ohne jeden Zweifel eine Lagentextur des ehemaligen Prasinitis getreulich abzubilden.

Bereits der megaskopische Befund läßt darauf schließen, daß mit dem Grade steigender Intensität der kontaktmetamorphen Überprägung durch wachsende Umkristallisation die bezeichnete Bänderung unter Herausbildung netzförmiger und fleckiger Texturen mehr oder weniger verlorengeht (Abb. 31).

Die mächtigeren (1—2 cm) der lichten Partien weisen eine zonare Gliederung ihres Mineralbestandes auf. Eine bräunliche zentrale Zone mit Vesuvian führt häufig Miarolen, in die Kriställchen dieses Minerals mit {110} {100} {010} {111} {001} hineinragen. Die umhüllende, grünlichgraue bis grauweiße Randzone der vesu-

vianreichen Partie besteht aus Klinozoisit und diopsidischem Pyroxen. Das volumetrische Verhältnis von Vesuvian zu Diopsid ist schon nach dem megaskopischen Befund recht variabel. So tritt insbes. bei den sehr geringmächtigen (< 5 mm) häufig Vesuvian zugunsten des diopsidischen Pyroxens weitgehend oder gar vollständig zurück.

Die melanokraten Anteile des gebänderten Prasinithornfelses, die volumetrisch mehr als $\frac{2}{3}$ des Gesteins zusammensetzen, unterscheiden sich u. d. M. von den entsprechenden Partien der vorher beschriebenen Prasinithornfelse z. T. durch ein noch stärkeres Hervortreten von Hornblende (bis zu ca. 90 Vol.-%) und durch reichlich beigemengten Epidot (Klinozoisit). Plagioklas ist meist viel spärlicher, hie und da vollkommen fehlend. Die reichlich vorhandenen Erzkörner besitzen überall randliche Reaktionssäume gegen die angrenzende Hornblende.

Die leukokraten Anteile des gebänderten Prasinithornfelses können als lagig-wiederholte Kalksilikatfelseinschaltungen angesprochen werden. Sie bestehen entweder aus vorwiegend Klinozoisit und Diopsid ($\pm$ Plagioklas und Hornblende) oder Vesuvian im Kern mit randlichen Säumen von Diopsid und Klinozoisit gegen die melanokraten Anteile. Neben Vesuvian ist viel seltener Granat, neben Diopsid und Klinozoisit auch vereinzelt Apatit beobachtet worden. Auch Körner von Calcit sind hie und da beigemengt.

Als kontaktmetamorphe Bildungen können in den Kalksilikatfelseinschaltungen mit Sicherheit nur Vesuvian, Granat und Diopsid angesprochen werden. Klinozoisit könnte z. T. bereits dem Prasinit angehört haben.

Diese Kalksilikatfelspartien gehen zweifellos auf besonders kalkreiche und zugleich tonerdehaltige Zwischenlagen innerhalb der Prasinitserie zurück.

Mittlere Korngrößen und modaler Mineralbestand.

1. Korngrößen:

Im Vergleich mit den bisher beschriebenen Prasinithornfelseln sind die Gemengteile rel. grob entwickelt:

Vesuvian	0,500—10 000 mm
Diopsid	0,050— 1,500
Klinozoisit	0,030— 0,500
Hornblende	0,050— 0,300
Plagioklas	0,010— 0,080
Erzminerale	$< 0,080$

2. Modaler Mineralbestand:

Der modale Mineralbestand des gebänderten Prasinithornfelses kann zweckmäßig nur nach den melano- und leukokraten Anteilen getrennt aufgeführt werden. Aber auch der Mineralbestand innerhalb der letzteren Anteile schwankt noch in enorm weiten Grenzen, wie die Tabelle zeigt:

Gebänderter Prasinithornfels, melanokrate Anteile:

Hornblende	70—90 Vol.-%
Plagioklas	0—40
Epidot (Klinozoisit)	0—35
Erzminerale, Titanit	< 3

Gebänderter Prasinithornfels, leukokrate Anteile (Kalksilikatfels):

Vesuvian	0—50 Vol.-%
Diopsid	0—35
Klinozoisit	0—45
Plagioklas	0— 5
Calcit.	0— 6
Granat	0— 5
Apatit	0— 3

4. Quarz-Plagioklas-Hornfelse, amphibolführend
(Meta-Quarzkeratophyr-Hornfelse).

Nur vereinzelt können unter den dunklen Hornfelsen einzelne Lesesteine von grünlichgrauer Farbe mit gelblichweiß hervortretenden Porphyrosteren von Plagioklas und Quarz gesammelt werden. Augenfällig heben sich jeweils die durchschnittlich 1—2 cm großen Porphyrosteren aus dem dichten, splittrig-brechenden Gesteinsgrunde ab. Die Vermutung, daß es sich hier um ein (kontaktmetamorph überprägtes) Glied eines Meta-Quarzkeratophyrs (oder Quarzkeratophyrrelikts) innerhalb der Prasinitserie handeln könnte, wird durch die mikroskopisch-optische Analyse eindeutig bestätigt. Als kontaktmetamorph überprägter Bestandteil orthogenetischer Abkunft innerhalb der Prasinitserie, wenn auch von leukokratem Typus, sei eine Beschreibung angereicht.

Abkömmlinge quarzkeratophyrischen Charakters, z. B. innerhalb der Prasinitserie des sächsischen Zwischengebirges, sind auch bereits durch O. WEG (1931) eingehend beschrieben worden als „Quarz-Albitschiefer“. Ihre Zurückführung auf quarzkeratophyrische Ausgangsprodukte hat zuerst K. H. SCHEUMANN (1924) ausgesprochen.

Im Unterschied zu den oben beschriebenen Prasinithornfelsen hat die Kontaktmetamorphose an den vorliegenden Meta-Quarz-

keratophyren, bei gleicher Distanz vom Granitpluton, nur relativ wenig augenfällige Spuren im mikroskopischen Bilde hinterlassen. Damit wird eine immer wieder gemachte Beobachtungstatsache bei der Gesteinsmetamorphose bestätigt, daß sich saure Gesteinstypen mit ihrem Mineralbestand viel weniger empfindlich auf neue metamorphe Gleichgewichte im Werdegang einer Metamorphose einzustellen vermögen als die basischen. Andererseits haben sich aber in den an felsischen Gemengteilen reichen, sauren Gesteinen viel eher überstandene metamorphe Einformungsetappen nach Gefüge und Mineralbestand erhalten können, günstigenfalls auch Teile des Edukts selbst.

So tritt im Dünnschliffbild des vorliegenden Gesteins die alte porphyrische Struktur des ehemaligen Quarzkeratophyrs noch maßgeblich hervor (Abb. 32). Einsprenglinge von Plagioklas (An_{2-18}), selten von Kalifeldspat, neben solchen von Quarz, befinden sich in einem Grundgewebe eines feinen kristalloblastischen Pflasters von Quarz, Albit und büscheligen Aggregaten von Hornblende. Die Quarzeinsprenglinge sind vorwiegend zu groben Pflastern zerfallen und häufig deformiert (undulöse Auslöschung). Solche Spuren kinetischer Metamorphose haben sich gleichfalls in den oft stark verbogenen Zwillingsslamellen der Plagioklaseinsprenglinge abgebildet und erhalten. Kataklasen innerhalb solcher Plagioklase sind in anderen Fällen bisweilen durch ein neugebildetes Körnermosaik ausgeheilt.

Das Grundgewebe besteht aus einem winzigen Quarz-Albitpflaster. Umkristallisierte Anteile einer dichten oder glasigen Grundmasse des ehemaligen Quarzkeratophyrs lassen sich in der gleichen Art in O. WEG's „Quarz-Albitschiefern“ des sächsischen Zwischengebirges als auch in hohem tektonischem Niveau verformten Porphyroiden anderer Gebiete beobachten. Diese feinen, stark verzahnten Quarz-Albitpflaster können in dem vorliegenden granitnahen Meta-Quarzkeratophyrhornfels vielleicht zum großen Teil als Rekristallisationen unter statischen Bedingungen durch überprägende Kontaktmetamorphose angesprochen werden, zumal, bei jeder fehlenden Regelung, poikiloblastische Durchwachsungen von Plagioklaseinsprenglingen mit einzelnen Pflastern solcher Zusammensetzung festzustellen sind (Abb. 32).

Als ganz sicher „kontaktmetamorph gesproßt“ können büschelige und garbige Aggregate von Hornblende angesprochen werden

(Abb. 33). Dichtgruppierte Haufen solcher Hornblendebüschel, bisweilen noch hie und da sich um gröbere Hornblenderelikte scharend, bilden Bezirke ehemaliger Einsprenglinge dunkler Gemengteile ab; in winziger Ausbildung liegen sie überall im Grundgewebe verstreut.

Mittlere Korngrößen und modaler Mineralbestand eines kontaktmetamorph überprägten Meta-Quarzkeratophyrs:

1. Korngrößen:

Einsprenglinge:

Plagioklas < 2 mm

Grundgewebe:

Quarz/Albitpflaster 0,001—0,010 mm

stengelige Hornblende der
büscheligen Aggregierungen n. [001] 0,050—0,150 mm

2. Modaler Mineralbestand:

Einsprenglinge:

Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat 25—30 Vol.-%

(vielleicht z. T. kontaktmetamorphe Sprossungen)

Grundgewebe:

Quarz/Albitpflaster + nadelige Hornblende in büscheligen Aggregierungen)

70—75 Vol.-%

(wahrscheinlich, jedoch nicht kontrollierbar kontaktmetamorph gebildet)

Hornblende des Grundgewebes (sicher erwiesene kontaktmetamorphe Sprossungen)

8—10 Vol.-%

3. Als vergleichbare normative Zusammensetzung seien NIGGLI-Werte von Quarzkeratophyren (Quarz-Albitschiefern und Meta-Quarzkeratophyren) nach O. WEG (1931) aus dem sächsischen Zwischengebirge aufgeführt:

si	389—446	
al	34,7—42,9	
fm	16,8—34,4	
c	6,0—13,1	qz 135,0—220,7
alk	24,7—36,8	c/fm 0,18— 0,60
k	0,03—0,25	
mg	0,16—0,25	

IV. Allgemeine petrogenetische Schlußfolgerungen auf der Grundlage vorliegender Untersuchungen über kontaktmetamorph umgewandelte Metabasite bei Erbdorf (Oberpfalz).

Die vorangegangene, spezielle petrographische Beschreibung gibt eine Typengliederung der hier vorkommenden Kontaktgesteine nach Schwerpunkten mineralogischer Zusammensetzung. Die Reihenfolge der Beschreibung dieser Typen erfolgte unter geologischen Gesichtspunkten nach ihrem jeweiligen Abstand vom Granitmassiv (mit zunehmender Annäherung zum Granitpluton). Dabei wurden die Kontaktfelse serpentinitischer Abkunft (Serpentinithornfelse i. w.) getrennt von denen prasinitischer Abkunft (Prasinithornfelse) behandelt.

Es sollen nun die oben detailliert dargelegten Untersuchungsergebnisse eine Grundlage für weitere, vorwiegend mehr zusammenschauende Betrachtungen bilden:

- a) Mineralsprossung und Umkristallisation durch Kontaktmetamorphose und Gefügearten (Struktur und Textur) der untersuchten Kontaktgesteine.
 - b) Die stoffliche Bilanz der vorliegenden Kontaktmetamorphose: ein Beitrag zur Frage der Stoffhaltung oder Stoffwandlung bei der Genese von Metabasit-Hornfelsen, insbesondere Serpentinithornfelsen.
 - c) Die physikalischen Zustandsbedingungen (Temperatur- und Druckbedingungen) bei der Bildung von ultrafeinischen Metabasit-Kontaktfelsen am Südwestrand des Steinwald-Granits (Ein Beitrag zur „geologischen Thermometrie“).
 - d) Die mineralfazielle Zuordnung der untersuchten Typen kontaktmetamorph überprägter basischer und ultrabasischer Metamorphite.
- a) Kristalloblastese und Gefügearten (Struktur und Textur) der vorliegenden kontaktmetamorph überprägten Metabasiten.

Welche Argumente lassen sich überhaupt für eine eindeutige Ableitung der beschriebenen Gesteinstypen als Kontaktgesteine beibringen?

1. Eine Zunahme überprägender Mineralsprossungen mit Annäherung an den Granitpluton des Steinwalds ist überzeugend. In gleichem Sinne wird eine graduell fortschreitende

Verdrängung des älteren, letztlich kinetisch beeinflussen, Mineralbestandes sichergestellt.

2. Vorwiegend nehmen mit Annäherung an den Granitpluton OH- bzw. H_2O -freie Sprossungen von Mineralphasen dichter Gitterpackung überhand. Der Nachweis solcher Bildungen als thermische Umkristallisationen ist experimentell mehrfach erbracht worden.
3. Die mit Annäherung an das Granitmassiv sich einstellenden, ausgesprochen wachstumsgeregelten Mineralsprossungen, zum großen Teil als divergent-strahlige Aggregierungen („Sphäroblasten“), sprechen nach den allgemeinen Erfahrungen in gleicher Weise für eine unter statischen Bedingungen erfolgte Umkristallisation.
4. Benachbarte Phyllite gehen mit der gleichen Annäherung an das Granitmassiv in Knötchen-, Fleckphyllite und Andalusit-Glimmer-Hornfelse usw. über.

Die Abhängigkeit von Art und Menge der kontaktmetamorph gebildeten Mineralsprossungen innerhalb des Serpentinittkomplexes, in zonaler Abhängigkeit vom Granitkontakt, ist auf Abb. 34 in der Übersicht zur Darstellung gebracht. Die jeweils zugehörigen Korngrößen der Mineralsprossungen können auf Tab. 2 abgelesen werden.

Nach den vorliegenden Untersuchungsergebnissen ist die fast alleinige Sprossung von Talk bei kontaktmetamorph überprägten Serpentinesteinen in einem relativ ausgedehnten Bereich der äußeren Kontaktaureole sehr charakteristisch. Diese Talkensprossungen nehmen aber mit Annäherung an den Granitpluton noch zu und breiten sich vorwiegend auch über große Teile des inneren Bereichs der Kontaktaureole aus. Im inneren Bereich setzt daneben eine Sprossung von Olivin inmitten verbliebenen SerpentinGrundgewebes ein. Mit weiterer Annäherung an das Granitmassiv hat sich aus den Talkanteilen des Olivin-Hornfelses hier zunehmend Enstatit gebildet. Die fortschreitende Enstatitsprossung verdrängt in diesem Bereich den Talk fast vollständig, wohl stets pseudomorph, unter Anlehnung an dessen Aggregatwachstum. In den Enstatit-Olivin-Hornfelsen sind die Reste des serpentinitischen Altbestandes vollkommen aufgezehrt, und eine genetische Ableitung, ohne Kenntnis des geologischen Verbandes, wäre nicht möglich. Die fast stets beigemengte cummingtonitische Hornblende ist jünger als Olivin und Enstatit, da sie in diese Minerale spießartig eindringt.

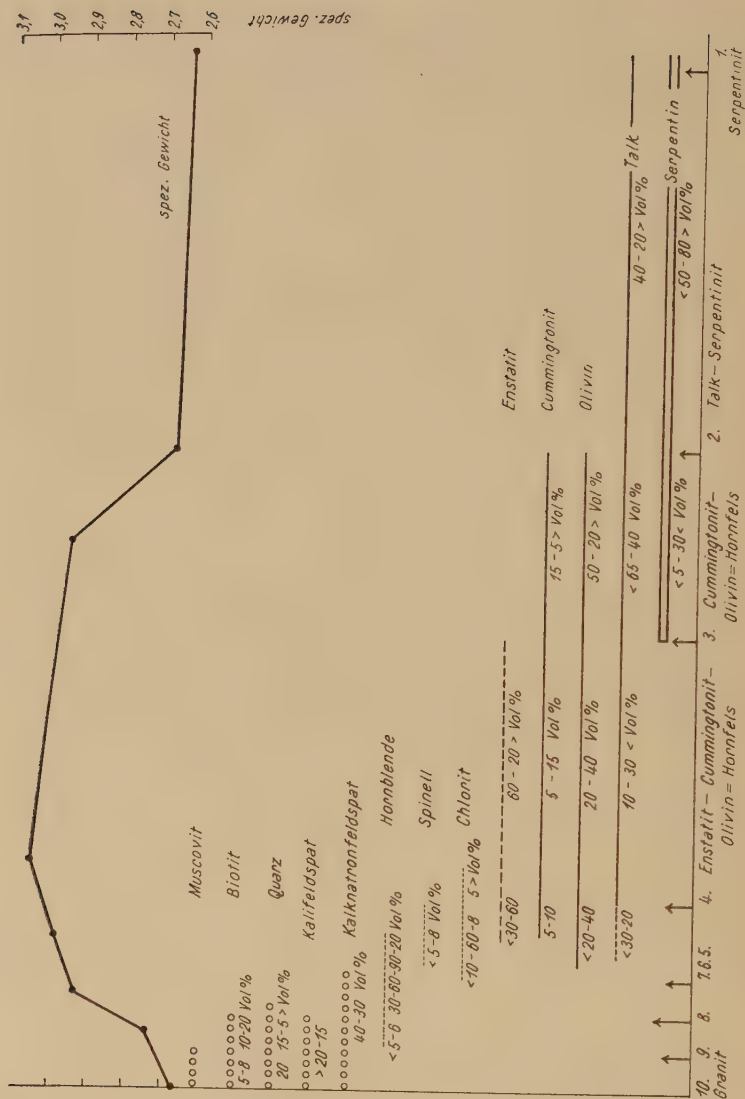


Abb. 34. Dichte und Mineralzusammensetzung nach Volumenprozenten von kontaktmetamorph überprägten Serpentinegesteinen nordostwärts von Erben-
dorf in zonaler Anordnung zum Granit-Pluton. (Von links nach rechts zu-
nehmende Distanz vom Granitkontakt und Abklingen der Kontaktmeta-
morphose.) (Länge des Profils ca. 800—1000 m. Zonen 5—9 maßstäblich
gegenüber 2—4 um das Dreifache vergrößert.)

(Fortsetzung auf S. 55)

Auf Grund des mikroskopischen Befundes läßt sich sicherstellen, daß die Kristalloblasten von Talk, neben solchen von Cummingtonit und Olivin, in einem rel. großen Bereich nebeneinander bestandfähig sind. Auch Olivin und Enstatit sind nebeneinander stabil. Wenig günstig ist hingegen das Stabilitätsverhältnis zwischen Enstatit und Talk: die beiden Minerale sind in den vorliegenden Serpentinithornfelsen nicht nebeneinander bestandfähig. Enstatit entwickelt sich jeweils in einem progressiven Stadium der Kontaktmetamorphose innerhalb von Talkbezirken unter gleichzeitiger Verdrängung des Minerals.

Noch wechsellvollere Um- und Neukristallisationen haben sich bisher ausschließlich in einem kleineren Gebiete (nördlich und westlich des Kron-Berges) beobachten lassen, die bis zum Granitkontakt reichen.

In diesem Bereiche breiten sich innerhalb der Serpentinithornfelse Talk, Chlorit und eine gemeine Hornblende als Verdränger des Mineralbestandes Enstatit/Olivin/Cummingtonit aus. Augenfällig sind hier insbesondere die orientierten Verdrängungen von Enstatit durch Talk (also einer jüngeren Generation dieses Minerals) und die buchtig in Olivin eingreifenden und denselben poikiloblastisch durchsetzenden Chloritaggregate. Die sich ausbreitende grüne Hornblende überwächst und verdrängt den älteren Mineralbestand Enstatit/Olivin/Cummingtonit meist fast vollständig, häufig bis auf einzelne brückenartig erhaltene Kornreste von Olivin (Abb. 17, 18), der eigenartigerweise diesem Vordringen von gem. Hornblende gegenüber noch relativ resistent erscheint. Durch poikiloblastische Durchwachungen der grünen Hornblende mit Pla-

(Forts. v. S. 54)

- | | |
|-----------------|---|
| | 1. Serpentin (unbeeinflußt). |
| Äußere | } 2. Serpentin mit Talkporphyroblasten („Fleckenserpentine“). |
| Kontaktaureole | |
| Innere | } 3. (Cummingtonit)—Olivin-Hornfels. |
| Kontaktaureole | |
| Innerster Be- | } 4. Enstatit—(Cummingtonit)—Olivin-Hornfels. |
| rührungssaum, | |
| nur von lokaler | |
| Bedeutung | } 5.—7. Enstatit—(Cummingtonit)—Olivin-Hornfelse, mit sukzessiver Talkisierung, Chloritisierung oder Hornblendisierung. |
| | |
| | 8. Plagioklas—Amphibol-Hornfels (serpentinitischer Abkunft). |
| | 9. Feinkörnige Randfazies des Steinwald-Granits mit übermäßig viel mafischen Gemengteilen. |
| | 10. Normaler Steinwald-Granit. |

Tabelle 2. Korngrößen des kontaktmetamorph gebildeten Mineralbestandes der aus Serpentinitt hervorgegangenen Kontaktfelse im Bereiche des Steinwald-Granits NW von Erbendorf.

Gestein	Mineralsprossungen	Mittlere Korngrößen*
Serpentinitt mit Talkporphyroblasten („Fleckenserpentinitt“)	Talk	5—10 mm (nördl. d. Ziegelhütte) 0,100—0,500 mm („Dürer Schlag“)
(Cummingtonit)-Olivin-Hornfels	Talk Olivin Cummingtonit Chlorit	< 2 mm 1—6 mm 0,200—0,600 mm < 1
Enstatit-(Cummingtonit)-Olivin-Hornfels	Enstatit Olivin Talk (Relikt) Cummingtonit Chlorit	0,500— 3,000 mm 1,000—10,000 0,030— 0,800 0,200— 0,800 0,050— 0,200
Enstatit-(Cummingtonit)-Olivin-Hornfels mit sukzessiv-partieller Talkisierung	Enstatit Olivin Talk (neugebildet) Cummingtonit Chlorit (z. T. neugebildet)	0,500— 3,000 mm 1,000—10,000 0,030— 0,800 0,200— 0,800 0,050— 0,200
(Cummingtonit)-Olivin-Hornfels mit sukzessiv-partieller Chloritisierung	Olivin Cummingtonit Chlorit (neugebildet) Spinell (neugebildet)	0,100—2,500 mm 0,010—0,100 0,010—0,120 < 0,005 (Einzelkörn.) — 0,500 (Kornaggreg.)
Olivin-Hornfels mit sukzessiver Hornblendisierung	gem. Hornblende Olivin (Relikt) Chlorit Spinell	0,100—0,800 mm — 2,000 0,100—0,600 < 0,005—0,200 (Einzelkörner) (Kornaggregate)
Plagioklas-Amphibol-Hornfels (serpentinittischer Abkunft)	gem. Hornblende (grün) gem. Hornblende (braun) Kalknatronfeldspat Quarz Biotit	0,010—0,400 mm } einzelne Porphyroblasten bis 3,000 mm 0,010—0,150 mm (0,600 mm) 0,006—0,100 0,050—0,120
melanokrater, klein- bis feinkörniger Granit (Randfazies des Granitmassivs)	Kalknatronfeldspat Kalifeldspat Biotit (teilw. chloritis.) Hornblende (Pyroxen)	} 0,100—1,000 mm } 0,100—0,500 mm

* Gemessene Korngröße bei Talk, Chlorit, Biotit $\varnothing$ (001)
Enstatit, Cummingtonit, gem. Hornblende $\varnothing$ [001] // c.

gioklas entwickeln sich Plagioklas-Amphibol-Hornfelse. Gegen den nahegelegenen Granitkontakt ist eine stärkere Auflockerung der vorherrschend aus Hornblende bestehenden melanokraten Partien durch streifiges und schlieriges Eingreifen eines feineren Körnermosaiks von (vorwiegend) Plagioklas ($An_{25-30} (\pm 2)$) und (zurücktretend) Hornblende erfolgt. In solchen Pflastern befinden sich mitunter auch Nester von Quarz.

Die gemeine Hornblende liegt augenfällig in zwei Generationen vor: eine jüngere (u. d. M. bräunlich gefärbte) umhüllt eine vorher gebildete grau- bis meergrüne Art. Biotit umwächst — und dies sei ganz besonders hervorgehoben — nur außerordentlich spärlich einzelne erhaltene Erzkörner. Auch grasgrüner Spinell kommt hie und da in Kornhaufen vor.

Die angrenzende, feinkörnig ausgebildete Randpartie des Granitmassivs läßt durch ihren Reichtum an femischen Gemengteilen (insbes. Biotit neben etwas Hornblende und wenig Pyroxen) einen hybriden Charakter durch Aufnahme und Assimilation von Schollen des Serpentinithornfelsens deutlich erkennen. Auch das starke Vorwiegen übermäßig streng idiomorph ausgebildeter und zonar gebauter Plagioklase, gegen viel weniger Kalifeldspat und Quarz im Vergleich zum normalen Steinwald-Granit, spricht in gleichem Sinne.

In einem zusammenfassenden Schema seien die paragenetischen und sukzessiven Beziehungen der Hauptgemengteile, der als Bestandteile verschiedener Bereiche der Kontaktaureole vorkommenden Typen von Serpentinithornfelsens, nach den gewonnenen Untersuchungsergebnissen noch einmal aufgeführt:

Serpentinminerale

Talk (I.); sehr untergeordnet Chlorit (I.)

Talk (I.), Olivin

Enstatit, Olivin

cumingtonitische Hornblende

Talk (II.), Chlorit (II.), Spinell, grüne gem.
Hornblende

braune gem. Hornblende, (Biotit)

saurer Plagioklas, Quarz.

Es sei noch kurz ein charakteristischer Übergemengteil der hier vorkommenden Serpentin-Kontaktfelse erwähnt, der Magnetkies. In den randlich gelegenen „Fleckenserpentiniten“ noch sehr spärlich, nimmt er in den (Cumingtonit-)Olivin- und Enstatit- (Cumingtonit-)Olivin-Hornfelsen merklich zu und zeigt in den granitnahen Plagioklas-Amphibol-Hornfelsen eine augenfällige Anreicherung in häufig eingesprengten Nestern und Schlieren.

Bei den vorliegenden Prasiniten ist eine beginnende Umkristallisation durch Kontaktmetamorphose gekennzeichnet durch Erhaltung der Mineralphasen des Altbestandes, insbes. in bezug auf die Hauptgemengteile Kalknatronfeldspat und prasinitische Hornblende. Lediglich Korngröße und Kornform verändern sich dabei. Jedes Korn von Kalknatronfeldspat z. B. rekristallisiert unter Kornverkleinerung zu einem feineren Pflaster derselben Zusammensetzung (An_{25-27}). Auch die Hornblendeprismen zeigen eine Aufgliederung und Kornzerteilung in winzige büschelig oder divergentstrahlig angeordnete Nadelchen mit ganz den gleichen optischen Eigenschaften u. d. M. Ausschließlich die Intensität dieser Umkristallisation wächst mit Annäherung an den Granitkontakt. Hier und da sproßt ein grasgrüner Chlorit (Klinochlor) ein.

Auf die Stabilität des An/Ab-Verhältnisses von Plagioklasen bei kontaktmetamorpher Überprägung im Unterschied zur kinetischen Überarbeitung, wo diese jeweils in eine albitreiche Komponente und Klinozoisit zerfallen, ist schon wiederholt in der Literatur hingewiesen worden. Insbesondere geht ERDMANNSDÖRFFER in seiner Studie über die Diabashornfelse des Harzes (1904) eingehender darauf ein.

In größerer Granitnähe kommt Biotit hinzu, der, offensichtlich bevorzugt in einzelnen Lagen des Prasinit, in verschieden starkem Maße die büscheligen Hornblendenadelchen verdrängt. Als jüngere, kreuz und quer übergreifende Bildungen sind in solchen Partien mitunter Porphyroblasten von Chlorit (Klinochlor) recht augenfällig. Die nach der ehemaligen Lagentextur des Prasinit verlaufenden Körnelreihen von Magnetkies und Magnetit werden als „interne Relikte“ unversehrt von diesen Chloritporphyroblasten umschlossen. Magnetkies ist auch hier ein charakteristischer Übergemengteil.

Infolge der ungünstigen Aufschlußverhältnisse im Gelände liegen sicherlich nicht alle auftretenden Typen kontaktmetamorpher Überprägung von Prasinit in der Aufsammlung vor. Insbesondere fehlt offensichtlich ein

granitnaher Typ. Das im folgenden aufgeführte Schema der auftretenden Hauptgemengteile nach Mineralparagenesen und Mineralsukzessionen darf so nicht als vollständig gewertet werden:

Plagioklas (An_{25-27}), prasinitische Hornblende des Prasinitis

↙ (einsetzende km. Überprägung, Umkristallisation, Kornverkleinerung

Plagioklas (An_{25-27}), prasinit. Hornblende (Magnetit, Magnetkies)

↘ Plagioklas (An_{25-27}), Biotit

↘ Klinochlor

In diesem Zusammenhang sei nicht näher auf die leukokraten Partien der Prasinitthornfelse mit Mineralien von ausgesprochener Kalkvormacht und zunehmendem Tonerdegehalt wie Diopsid, Vesuvian und Klinozoisit eingegangen, da solche Paragenesen in überaus vielen Vorkommen längst beschrieben und diskutiert worden sind.

Die mittlere Korngröße der verschiedenen Kristalloblasten der vorliegenden Metabasitkontaktfelse schwankt in merklichen Grenzen (Tabelle 2). Sie erreicht im allgemeinen mit 10 mm ein Maximum bei Talk, Olivin und Vesuvian.

Wichtig ist die Feststellung, daß die kontaktmetamorphe Überprägung bei Serpentiniten zu einer relativen Kornvergrößerung in bezug auf das Edukt führt, bei Prasiniten hingegen zu einer relativen Kornverkleinerung. Eine Kornverkleinerung beschreibt auch ERDMANNSDÖRFFER (1904) bei der Bildung von Diabashornfelsen im Harz.

Eine Zunahme der Korngröße mit Annäherung an den Granitkontakt ist bei den vorliegenden Metabasithornfelsen nicht ganz eindeutig feststellbar: hingegen werden nach dem Schrifttum (u. a. auch von V. M. GOLDSCHMIDT (1911), insbes. bei leukokraten Hornfelsen, in dieser Richtung fast stets merkliche Kornvergrößerungen angegeben. Augenfällig ist vielmehr im vorliegenden Falle eine geradezu sprunghafte Abnahme der Größe der Kristalloblasten innerhalb der Reihe der Serpentinithornfelse in unmittelbarer Nähe des Granitkontakts im Bereiche der Plagioklas-Amphibol-Hornfelse. Es wird daraus auf eine ebenso sprunghafte Änderung der Kristallisationsbedingungen in unmittelbarer Nähe des Granitmassivs ge-

schlossen (lokaler Energieverlust durch stärkere Mobilisation des Altbestandes?).

In bezug auf die Kornform der Kristalloblasten kann man, neben ausgesprochen xenoblastischer Entwicklung, häufig bei fast sämtlichen vorkommenden Gemengteilen wenigstens von einer Tendenz nach Idiomorphie sprechen.

Einige der gesproßten Mineralkomponenten treten indessen vorwiegend in charakteristischen Wachstumsaggregaten auf. Solche mit stengeligem Habitus gruppieren sich stets divergent-strahlig oder büschelig (Enstatit und Cumingtonit in den Serpentinithornfelsen, gem. Hornblende in den Prasinithornfelsen). Minerale mit blättrigem Habitus reihen sich vorwiegend fächerförmig aneinander (Talk in den Fleckenserpentinitten).

Divergent-strahlige, büschelige oder fächerförmige Wachstumsaggregate können nach Erfahrungstatsachen unter Zugrundelegung des Schrifttums nicht selten als recht charakteristische Erscheinungen bei Kontaktgesteinen angesprochen werden, wenn auch polygonale oder verzahnte Kornformen und poikiloblastische Durchdringungen weit häufiger in Hornfelsen vorkommen. O. H. ERDMANNSDÖRFFER (1904) z. B. beschreibt divergent-strahlige Aggregatbildungen bei Hornblenden und Pyroxenen aus Diabashornfelsen vom Harz. P. ESKOLA (1914) gibt eine prächtige Abbildung grobentwickelter, radialstrahliger Aggregationen von Anthophyllit im Cordierit-Anthophyllit-Hornfels aus dem Orijärvi-Gebiet im südwestlichen Finnland.

Die hier vorliegenden Wachstumsanordnungen werden offensichtlich begünstigt — oder überhaupt erst möglich — infolge ausgesprochen vektoriell gerichteter Kristallisationskraft bzw. Formenergie bei den Mineralkomponenten Hornblende und Pyroxen. Solche vektoriell gerichtete Formenergie fußt ihrerseits wieder auf linearen Anordnungen (Ketten bzw. Doppelketten) im Bau des Grundgerüsts des betreffenden Kristallgitters. Auch Talk weist eine leicht bevorzugte Wachstumsrichtung seiner Blättchen auf, die jedoch kristallographisch nicht näher präzisiert werden kann.

Im Falle polygonaler und verzahnter Kornaggregate besitzen die gesproßten Mineralkomponenten entweder keine ausgeprägt gerichtete Formenergie oder behindern sich gegenseitig in ihrem Wachstum.

Aggregatwachstum, jedoch völlig andersgeartet, weisen fast stets auch die Kristalloblasten von Olivin in den Serpentinithornfelsen auf. Diese Verwachsungen, vielleicht erklärbar aus dem völlig andersgearteten, inselartig aufgebauten Grundgerüst seines Kristallgitters, sind recht eigenartig. 2—5, seltener auch bis zu 12, größtenteils nach der c-Achse gestreckte Individuen von Olivin bilden u. d. M. augenfällige Verwachsungsstöcke, bisweilen unter teilweiser Durchdringung. Die Art der Verwachsungen im einzelnen (vgl. S. 18—21) ist nach U-Tisch-Vermessungen zum großen Teil (bei einer merklichen Toleranz) subparallel nach [010] erfolgt, wobei die Verwachsungsfläche im allgemeinen große Unebenheiten aufweist. Nicht alle Individuen richten sich jedoch nach einer solchen Wachstumsregel.

Die vorliegende Untersuchung ergibt für die genannten kontaktmetamorph gebildeten Mineralphasen genetisch dreierlei Beziehungen:

1. (A) $\rightarrow$ (A')

2. (A) $\rightarrow$ (B)

3. (B) $\rightarrow$ (C)

1. Eine Mineralkomponente (A) des Altbestandes wandelt sich durch KM* um unter Umkristallisation und Kornverkleinerung in mehrere oder zahlreiche Mineralphasen gleicher Art und gleicher chemischer Zusammensetzung (A'). Es findet dabei ein vollständiger Ab- und Umbau des Gitters (A) statt. Aktive Wachstumsregelung durch KM führt zu Aggregaten von (A').

Beispiele: prasinitische Hornblende $\rightarrow$ divergent-strahlige und büschelige Aggregate von Hornblende; Kalknatronfeldspat (An_{25-27}) $\rightarrow$ feineres granoblastisches Pflaster von Kalknatronfeldspat derselben Zusammensetzung.

2. Mehrere Mineralkomponenten (A) des Altbestandes werden unter Einwirkung von KM verdrängt durch gröbere Kristalloblasten einer oder mehrerer neuer Mineralphasen (B) von abweichendem Chemismus und andersgearteter Struktur.

Beispiele: Serpentinminerale $\rightarrow$ Talk

Serpentinminerale $\rightarrow$ Olivin

Die dem Serpentin zwischengelagerten Schnüre von Magnetit werden von dem sprossenden Olivin größtenteils (soweit sie nicht überhaupt aufgezehrt worden sind bei der Olivinbildung) beim Wachstum umschlossen. Hingegen haben die sich bildenden Kristalloblasten von Talk die Erzhaufen in die verbleibenden Serpentinfelder vollständig zurückgedrängt, wo jene sich anreichern.

* Kontaktmetamorphose.

3. Eine im früheren Stadium der kontaktmetamorphen Überprägung gebildete Mineralphase (B) wird (offensichtlich durch Änderung der Temperaturbedingungen) im weiteren Verlauf instabil. Aus (B) sproßt (in verschiedenen Stadien verfolgbar) eine chemisch und strukturell andersartige Mineralphase (C) hervor. Diese Sprossung verläuft **a**) als eine Transformation unter Anlehnung an das Gitter von (B) bei teilweiser Verwendung der Bauelemente des Kristallgitters von (B). Beispiele: fächerförmige Aggregate von Talk $\rightarrow$ in solche von Enstatit. In einem späteren Stadium ist in größerer Granitnähe ein rückläufiger Vorgang Enstatit $\rightarrow$ Talk zu beobachten.

Es ist wohl anzunehmen, daß bei einer Umwandlung im festen Zustand ein derartiger Umbau ohne vollständige Zerstörung der jeweiligen SiO_4 -Tetraederkonfigurationen verläuft, so daß im vorliegenden Falle einmal ein Abbau der $[\text{Si}_2\text{O}_5]$ -Netze von Talk zu $[\text{SiO}_3]$ -Ketten von Enstatit, dann eine rückläufige Umwandlung durch Kondensation von $[\text{SiO}_3]$ -Ketten von Enstatit zu $[\text{Si}_2\text{O}_5]$ -Netzen von Talk erfolgen kann (Gittertransformation).

Diese Sprossung verläuft **b**) unter vollständiger Zerstörung der Kornumrisse von (B) durch übergreifende Kristalloblastese von (C). Beispiele: Olivin $\rightarrow$ gem. Hornblende, Olivin $\rightarrow$ Klinochlor + Spinell.

Die Beurteilung von Struktur und Textur der vorliegenden Kontaktgesteine ist durch die Darlegung über Größe, Form, gegenseitige Verschränkung und räumliche Anordnung der einzelnen kontaktmetamorph gebildeten Kristalloblasten in wesentlichen Zügen bereits gegeben.

Nach der Korngröße (Tabelle 2) liegen — in weiteren Grenzen schwankend — dicht- bis mittelkörnige Kontaktfelse vor. Dabei sind die Serpentinithornfelse vorwiegend mittelkörnig, die Prasinit-hornfelse vorwiegend fein- bis dichtkörnig entwickelt. Die nach dem Schrifttum allgemein beobachtete Kornvergrößerung der Hornfelse mit Annäherung an den Magmatitkontakt läßt sich bei den vorliegenden Serpentinithornfelsen nicht streng bestätigen. So sind die unmittelbar an den Granitpluton angrenzenden Plagioklas-Amphibol-Hornfelse von fein- bis dichtkörniger, die weiter entfernten Enstatit-Cummingstonit-Olivin-Hornfelse im allgemeinen von mittelkörniger Struktur.

Das Struktur- bzw. Texturbild u. d. M. bei den vorliegenden Serpentin- und Prasinit-hornfelsen wird dominierend beherrscht durch die oben ausführlich beschriebenen divergent-strahligen Anordnungen der wesentlichen Sprossungen; insbesondere ist das Texturbild merklich unruhig und unausgeglichen.

Gewöhnliche „Hornfelsstrukturen“ (Pflaster- und Siebstrukturen) finden sich ausschließlich in dem schmalen, zu den Serpentinithornfelsen gehörigen Streifen von Plagioklas-Amphibol-Hornfels in unmittelbarer Granitnähe. Porphyroblastisch aus dichtkörnigem Grundgewebe von Serpentin hervortretenden Sprossungen von Talk bei den Fleckenserpentiniten können als periphere Erscheinungen der Kontaktaureole leicht verglichen werden mit ebensolchen Strukturelementen bei Knoten-, Fleck-, Frucht- und Garbenschiefern kontaktmetamorph überprägter tonerdereicher Sedimentite. Alte Lagentexturen sind von den kontaktmetamorph gebildeten Kristalloblasten getreulich abgebildet, besonders schön bei den Prasinithornfelsen.

Die Strukturbeurteilung kann im vorliegenden Falle diagnostisch von ausschlaggebender Bedeutung sein, wenn es sich darum handelt, Plagioklas-Amphibol-Hornfelse serpentinitischer Abkunft von solchen prasinitischer Abkunft zu unterscheiden. Megaskopisch sind diese fein- bis dichtkörnigen Hornfelse nicht sicher auseinanderzuhalten. Auch nach dem pauschalen Chemismus dürften keine kritischen Unterschiede bestehen. Das mikroskopische Strukturbild der Plagioklas-Amphibol-Hornfelse serpentinitischer Abkunft wird gekennzeichnet durch zyklische und poikiloblastische Strukturelemente, die bei den Plagioklas-Amphibol-Hornfelsen prasinitischer Abkunft vollständig fehlen. Für letztere sind jene augenfälligen divergent-strahligen Aggregierungen von Hornblende inmitten eines Mosaiks von Plagioklas überaus bezeichnend (Abb. 26).

Es ist eine Beobachtungstatsache, daß die Kristalloblastesis kontaktmetamorpher Überprägung mehr oder weniger zur Bildung von Mineralkomponenten mit dichter gepackten Strukturen führt. Das stete Anwachsen der Gesteinsdichte im vorliegenden Beispiel der Serpentinithornfelse (Abb. 34) mit zunehmendem Grade kontaktmetamorpher Überprägung gibt ein getreues Abbild davon. Die Wendung der darstellenden Kurve (Abb. 34), verbunden mit einem merklichen Absinken der Gesteinsdichte in unmittelbarer Kontaktnähe, ist ursächlich verknüpft mit der Einwanderung spezifisch leichter Mineralkomponenten.

Die Umwandlung von Serpentin mit einer Gesteinsdichte von $\sim 2,65$ im Mittel zu Enstatit-(Cumingtonit-)Olivin-Hornfelsen bzw. (Cumingtonit-)Olivin-Hornfelsen mit einer Gesteinsdichte

von $\sim 2,95$ — $3,05$ im Mittel, bezogen auf ein Areal von einigen hundert Metern Länge und Breite, müßte zu einem beachtlichen Volumendefizit des Serpentinmassivs durch die Kontaktmetamorphose geführt haben. Vielleicht wäre ein Volumenausgleich durch sukzessives Vorgreifen der Randpartien des Granitplutons denkbar.

Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang die Beobachtung zahlreicher Hohlräume bis zu 1 — 2 cm $\varnothing$ in den Kalksilikatfelspartien innerhalb der vorliegenden Prasinithornfelse. Der umhüllende, kontaktmetamorph gebildete Vesuvian ragt selbst mit winzigen Kristallrasen in solche Hohlräume hinein.

b) Die stofflich-chemische Bilanz der vorliegenden Kontaktmetamorphose: ein Beitrag zur Frage der Stoffhaltung oder Stoffwandlung bei der Genese von Metabasit-Hornfelsen, insbesondere Serpentinithornfelsen.

Nach dem zahlreichen Schrifttum über die Kontaktmetamorphose an Plutonitkontakten vollzieht sich die Bildung solcher Kontaktgesteine meist ohne merkliche Änderung des pauschalen Chemismus. In der stets beobachteten starken Abnahme des H_2O -Gehalts bei der Entstehung solcher Kontaktfelse kommt lediglich eine spezifisch thermische Wirkung zum Ausdruck (Abwanderung des H_2O nach dem Temperaturgefälle). Erkennbare Stoffzufuhren aus dem Plutonitkörper besitzen indessen meist nur einen relativ lokalen Charakter und werden als „Kontaktmetasomatose“ oder „pneumatolytische“ bzw. „hydrothermale Kontaktmetamorphose“ von der „gewöhnlichen Kontaktmetamorphose“ abgegliedert. Injektive Zufuhren und Assimilationserscheinungen bei der Kontaktmetamorphose sind insbesondere auf tiefere und stärker durchwärmte Krustenteile beschränkt.

Wie bereits V. M. GOLDSCHMIDT (1911) in seiner klassisch gewordenen Arbeit über die „Kontaktmetamorphose im Kristiania-gebiet“ zuverlässig nachweisen konnte, läßt sich im allgemeinen keine Abhängigkeit der gebildeten Kontaktfelse von der jeweiligen stofflichen Zusammensetzung des erzeugenden Plutonits erkennen. So unterscheiden sich nach GOLDSCHMIDT in dem genannten Gebiet Hornfelse gleicher Edukte aus der Kontaktzone basischer Essexite von denen aus der Umgebung der Syenite und Granite weder petro-

graphisch noch chemisch. Diese wichtige Feststellung hat sich auch nach dem neueren Schrifttum immer wieder bestätigt gefunden. Maßgebend für die stoffliche Zusammensetzung der sich bildenden Kontaktgesteine bei der gewöhnlichen Kontaktmetamorphose ist ausschließlich die chemische Zusammensetzung der jeweils betroffenen Gesteinsglieder selbst.

In sehr vielen Fällen läßt sich eine Entscheidung, ob eine Stoffwandlung (Stoffzufuhr oder Stoffwegfuhr) bei der kontaktmetamorphen Überprägung im betreffenden Gestein eingetreten ist oder nicht, nur schwierig fällen. Eine solche Kontrolle der Stoffbilanz wird dann besonders unzuverlässig, wenn das Kontaktgestein auf ein bereits im Kleinbereich stofflich unübersehbar wechsellvoll zusammengesetztes Edukt zurückgeht.

Der vorliegende Fall kontaktmetamorpher Überprägung von Serpentinegesteinen kann nun als außergewöhnlich günstig für eine Überprüfung der Stoffbilanz einer Kontaktmetamorphose angesprochen werden:

1. Das Serpentinmassiv besitzt bei weiter Ausdehnung eine gleichförmig-monotone stoffliche Zusammensetzung, wobei nur wenige chemische Komponenten eine vorherrschende Rolle spielen (Mg^{+2} , Fe^{+2} (Fe^{+3}), Si^{+4} , $(OH)^{-1}$ bzw. H_2O).
2. Es reihen sich mehrere Zonen von Kontaktgesteinen verschiedener Mineralzusammensetzung aneinander. Ihre genetische Ableitung von Serpentin als verschieden intensive Umwandlungsstadien kontaktmetamorpher Überprägung kann eindeutig sichergestellt werden. Der Grad der kontaktmetamorphen Umwandlung klingt mit der Entfernung vom Granitpluton bis zu unverändertem Serpentin ab.

Der weitaus größte Bereich der Kontaktaureole mit Fleckenserpentin, (Cumingtonit-) Olivin-Hornfelsen und Enstatit-(Cumingtonit-) Olivin-Hornfelsen ist chemisch einmal durch eine mehr oder weniger stete Abnahme des H_2O -Gehalts (als H_2O oder $(OH)^{-}$) von unverändertem Serpentin her mit Annäherung an den Granitkontakt ausgezeichnet, zum anderen, durch einen in der entgegengesetzten Richtung ansteigenden SiO_2 -Wert. Diese Beziehung sei durch das Verhältnis der NIGGLI-Parameter si/h auf Abb. 35 im einzelnen veranschaulicht. Auf wirklich quantitative Bedeutung dieses Diagramms muß leider von vornherein verzichtet werden, da der vorliegende, chemisch bekannte Enstatit-(Cumming-

tonit-) Olivin-Hornfels nur mit abzusehender Wahrscheinlichkeit auf das zugrunde gelegte Serpentinitedukt zurückgeführt werden kann.

Alle übrigen chemischen Komponenten variieren in diesem Bereich nur unwesentlich (Abb. 36).

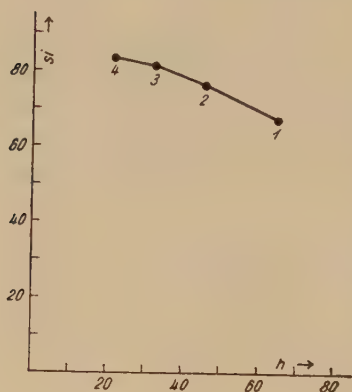


Abb. 35. si/h-Verhältnis bei kontakt-metamorph überprägten Serpentin-gesteinen entsprechend ihrer zonalen Anordnung um den metamorphosierenden Granit-Pluton.

1. unveränderter Serpentin, 2. Serpentin mit Talkporphyroblasten,
3. (Cummingtonit)—Olivin-Hornfels.
4. Enstatit—(Cummingtonit)—Olivin-Hornfels.

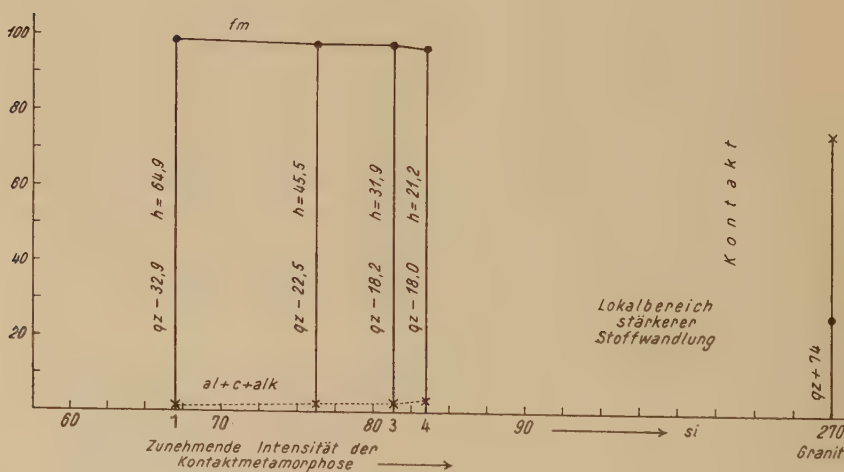


Abb. 36. Variationsdiagramm der NIGGLI-Werte fm, al + c + alk, qz u. h (Ordinate, auf $\frac{1}{2}$ verkürzt), si (Abszisse) von: Serpentin (1) → Serpentin mit Talkporphyroblasten (2) → (Cummingtonit)—Olivin-Hornfels (3) → Enstatit—(Cummingtonit)—Olivin-Hornfels (4) → Granit entsprechend der Annäherung an den Granitkontakt.

Unterkieselung (qz) und (h)-Werte nehmen stetig nach rechts ab; fm, al + c + alk variieren nur unwesentlich.

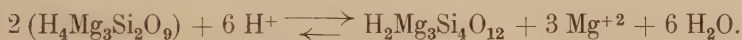
Abnahme des H_2O -Gehalts mit Annäherung an den Plutonitkontakt bei sonstiger Stofferhaltung kann nach obigen Ausführungen als durchaus gewöhnlich bei einer Kontaktmetamorphose angesprochen werden. Ungewöhnlich hingegen ist die viel höhere Kieselung der Kontaktfelse als die ihrer Edukte. So erreicht der SiO_2 -Wert der chemischen Analyse 49,75 Gew.-% SiO_2 gegenüber den vorliegenden Serpentin-Analysen mit nur 40—41 Gew.-% SiO_2 .

Bereits in der äußeren Kontaktzone kommt die Zunahme von SiO_2 gegenüber dem unveränderten Serpentin durch merkliche Sprossungen von Talk deutlich zum Ausdruck. Die Talkbildung aus Serpentin läßt sich stöchiometrisch folgendermaßen formulieren:



Dabei wird mit der Talkbildung H_2O frei.

Synthesen von JANDER und Mitarbeiter zeigten andererseits, daß neben dieser auch eine andere Reaktionsmöglichkeit bestehen kann, indem durch H^+ die entsprechende Menge an Mg^{+2} zur Talkbildung aus Serpentin herausgelöst wird:



Bis zu ca. 20—50 Vol.-% Talk hat sich in den Fleckenserpentiniten durch Kontaktmetamorphose gebildet. Die hierfür nötige, beträchtliche Menge an Kieselsäure ist nach Überschlagsrechnung und quantitativer Durchmusterung nicht leicht aus dem Edukt selbst ableitbar. Es erscheint vielmehr sicher, daß SiO_2 in irgendeiner Form aus dem inneren Kontaktbereich, vielleicht aus dem Granitpluton selbst, bis in die randlichen Teile der Kontaktaureole gelangt ist.

Eine verhältnismäßig so weitreichende diffuse Wanderung von SiO_2 unter den gegebenen Bedingungen mag zunächst ungewöhnlich erscheinen. Jedoch haben VAN NIEUWENBURG und BLUMENDAL (1930) eine auffällig leichte Flüchtigkeit und Beweglichkeit der Kieselsäure ab 395°C und 300 atm Druck experimentell nachweisen können. Bei dem volatilen Transport soll H_2O im überkritischen Zustand eine wesentliche Rolle spielen. Auch die gründlichen experimentellen Untersuchungen von BOWEN und TUTTLE (1949) innerhalb des Systems $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ bestätigen eine solche Beweglichkeit von SiO_2 mit Wasser, „dampf“ unter den gegebenen Zustandsbedingungen.

Nach diesen experimentellen Ergebnissen wäre — übertragen auf die Verhältnisse der vorliegenden Kontaktmetamorphose — ein Transport von SiO_2 durch thermisch entbundenes H_2O (entsprechend den herrschenden T-Bedingungen in „überkritischem“ Zustand), das nach dem Temperaturgefälle gegen die randlichen Teile der Kontaktaureole hin abwandert, erklärbar.

Neben den experimentellen Ergebnissen der genannten Forscher sprechen auch unmittelbare Beobachtungen in der Natur für eine hervorragende Wanderungsfähigkeit von SiO_2 unter entsprechenden PT-Bedingungen innerhalb ultrafemischer Gesteinskörper.

So wird in zahlreichen Vorkommen aus fast allen Erdteilen wiederholt beschrieben, daß jüngere granitische oder pegmatitische Gangschwärme, die ultrafemische Gesteinskörper, insbesondere gerade auch Serpentinite, durchgreifen, merkliche Reaktionseffekte gegen ihren angrenzenden ultrabasischen Wirtkörper hervorgerufen haben (S. MATTHES, 1940). Die Mineralzusammensetzung solcher Reaktionssäume bildet eine eindeutige Stoffzufuhr aus der eingedrungenen leukokraten Gangfüllung ab. Hiernach spielen Zufuhren von K_2O , Al_2O_3 , CaO und insbesondere solche von SiO_2 eine wesentliche Rolle. Auch in diesem Fall hat sich nun in relativ größtem Abstand von der zubringenden leukokraten Gangfüllung, Talk als Reaktionsprodukt zwischen SiO_2 -Zufuhr und ultrafemischem Wirtgestein in einer verhältnismäßig breiten Zone gebildet.

In bezug auf die leukokrate Gangfüllung andererseits hat das umgebende ultrabasische Wirtgestein desilifizierend eingewirkt und zur Bildung von quarzfreien Albit/Oligoklas-Pegmatiten oder bisweilen zu korundführenden bis korundreichen Gesteinstypen (Plumasiten und Marunditen) geführt.

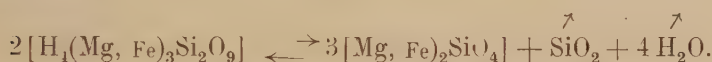
Das dicht-fasrig struierte Grundgewebe des Serpentinits scheint für die Vorstellung einer Vermittlung und Wanderung diffuser Lösungsphase auf Bahnen eines ausgedehnten Intergranularfilms besonders günstig. Dabei dürfte die Ausbreitung einer solchen Stoffdiffusion in erster Linie von dem Temperaturgefälle nach den Rändern der Kontaktaureole hin bestimmt sein. Die Größe des Temperaturgefälles scheint ebenso die Geschwindigkeit der Stoffwanderung wesentlich zu beeinflussen.

Die gehäuften porphyroblastischen Sprossungen von Talkaggregaten deuten eine fleckenweise Sammlung der Kieselsäure in Kleinkbereichen des Serpentinits innerhalb des äußeren Teiles der Kontaktaureole an. Vergleichbar, wenn auch dort ohne Stoffzutritt von außen, sind die fleckenförmig einsetzenden Sprossungen bei den geologisch gleichgestellten Fleck-, Frucht- und Garbenschiefern, Kontaktprodukten tonerdereicher Sedimente.

Mit der Sprossung von Talk ist eine gleichzeitige Zurückdrängung von Magnetit als Bestandteil vielverzweigter Netze des SerpentinGrundgewebes in verbleibende Partien desselben verbunden (Beispiel einer Stoffwanderung verbunden mit Anreicherung im „Kleinbereich“).

Im inneren Teil der Kontaktaureole erscheint der Stoffhaushalt in bezug auf SiO_2 ein wenig komplizierter, da ein Teil der stattfindenden Reaktionen gleichzeitig SiO_2 freimacht.

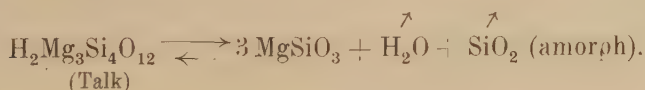
Für die Bildung von (Cummingtonit)-Olivin-Hornfels aus Serpentin sind auf Grund seiner errechneten pauschalen chemischen Zusammensetzung ebenso merkliche Zufuhren an SiO_2 erforderlich. Die Bildung von durchschnittlich 41—65 Vol.-% Talkanteil verbraucht mehr SiO_2 als die im Zuge ansteigender thermischer Kontaktmetamorphose erfolgte Sprossung von Olivin (26—50 Vol.-%) freimacht:



Die Überschlagsrechnung der quantitativen Verhältnisse scheint sicherzustellen, daß auch hier das sich ergebende Defizit an SiO_2 bei der Bildung des (Cummingtonit-) Olivin-Hornfelses aus Serpentin nur durch Zufuhren aus größerer Granitnähe innerhalb der Kontaktaureole oder aus dem Pluton selbst erklärt werden kann.

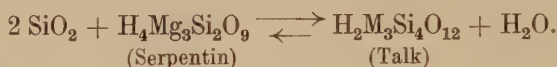
Für die Enstatit- (Cummingtonit-) Olivin-Hornfelse ergibt die vorliegende chemische Analyse im Durchschnitt ca. 9 Gew.-% mehr an SiO_2 als bei den unveränderten Serpentinitten (der NIGGLI-Parameter s_i wächst von 67,1 (Sp) $\rightarrow$ 83,5 (ECO-Hornfels)); eine solche Zunahme kann wiederum nur durch beträchtliche Zufuhren an SiO_2 erklärt werden.

Nach dem mikroskopischen Befund sind diese Zufuhren an SiO_2 zunächst im Anfangsstadium der kontaktmetamorphen Überprägung erfolgt, das sich ebenfalls durch Talkblastese (50—70 Vol.-%!) ausgezeichnet haben dürfte. In einem weiteren Verlauf ansteigender thermischer Kontaktmetamorphose wird unter Bildung von 19 bis 39 Vol.-% Olivin (aus Serpentin) und 20—59 Vol.-% Enstatit (aus dem vorher gebildeten Talk) ein Teil der Kieselsäure wieder frei.



Experimentelle Untersuchungen von HARALDSEN (1930), JANDER u. FETT (1939), BOWEN u. TUTTLE (1949) bestätigen das Auftreten von freier Kieselsäure.

Das vorliegende Beispiel aus der Natur ließ freie Kieselsäure nicht nachweisen. Es wird hier vielmehr vermutet, daß die bei der Sprossung von Olivin und Enstatit freiwerdende Kieselsäure, möglicherweise gekoppelt an die gleichzeitige Entbindung von H_2O , nach dem Temperaturgefälle in die Außenbezirke der Kontaktaureole abwandert und dort unter Reaktion mit Serpentin zur Talksprossung führt (Bildung von Talkporphyroblasten in Serpentin):



Während sich im inneren Kontaktbereich Enstatit und Olivin bilden, wird man, dem dort zusammen mit SiO_2 freiwerdenden H_2O (im überkritischen Zustand) als Transportmittel auf intergranularen Transportwegen in die Außenbezirke der Kontaktaureole eine hervorragende Rolle beimessen dürfen.

Nach den vorangegangenen Ausführungen ist die vorliegende kontaktmetamorphe Überprägung von Serpentinegesteinen unter wesentlicher Stofferrhaltung erfolgt. Eine geringe, aber eindeutig fixierbare Stoffwandlung hat sich jedoch durch zonal verschiedene H_2O -Verluste und Zuführen von SiO_2 vollzogen.

Von nur sehr lokaler Bedeutung sind hingegen stärkere chemische Umwandlungen des Altbestandes (metasomatische Kontaktmetamorphose). Solche Partien konnten bisher nur zwischen Kron-Berg und Granitkontakt (Abb. 1) in einem ca. 40 m breiten Streifen und an einzelnen Stellen auf Höhe 524 SW des Kron-Berges festgestellt werden. Der hier auftretende variable Mineralbestand läßt im wesentlichen Zuführen von SiO_2 , CaO , Al_2O_3 , in unmittelbarer Nähe des Granitkontakts auch solche von Na_2O , sehr spärlich von K_2O , erkennen. Ihrer zeitlichen Einordnung nach sind diese — in deutlicher Abhängigkeit vom Granitpluton auftretenden — Zuführen sukzessiv gegenüber der Bildung der Enstatit- (Cumingtonit-) Olivin-Hornfelse und (Cumingtonit-) Olivin-Hornfelse.

Die genannten Zuführen machen sich durch massenhafte Einsprossungen und weitgehende bis vollständige Verdrängungen des

Mineralbestandes der obigen Serpentinithornfelse bemerkbar. Zufuhren von SiO_2 und H_2O führten zur Bildung von Talk (Enstatit-(Cummingtonit-) Olivin-Hornfelse mit vorherrschend sukzessiver Talkisierung), Zufuhr von Al_2O_3 zur Bildung von Chlorit und Spinell (Olivin-Hornfels mit sukzessiver Chloritisierung und Spinellbildung), Zufuhren von CaO und Al_2O_3 zur Bildung von gem. Hornblende. Bisweilen sind die Zufuhren gemengt. Zutritt von Al_2O_3 und Na_2O führten in nächster Umgebung vom Granitkontakt zur Einwanderung von Kalknatronfeldspat (Plagioklas-Amphibol-Hornfelse). Die sehr spärlichen Biotitbildungen in den Plagioklas-Amphibol-Hornfelsen lassen höchstens unbedeutende Zufuhren von K_2O erkennen.

Andererseits hat das Granitmassiv selbst in seiner Randzone durch assimilierte Serpentinithornfelsanteile merkliche Mengen an MgO und $\text{FeO}(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ aufgenommen (Gehalt an femischen Gemengteilen: Biotit + Hornblende + (Pyroxen) im Durchschnitt 30 bis 35 Vol.-%).

Betrachtet man die aus dem Granitmagma zugeführten Komponenten und deren jeweilige Reichweiten ihrer Einwanderung näher, so ergibt sich wiederum das gewohnte Bild stofflicher Reaktionen granitischer und pegmatitischer Schmelzanteile innerhalb femischer Altbestände (MATTHES (1940)). Die geringste Reichweite weisen die Alkalien (K^+ , Na^+) auf. Es folgen mit größerer Reichweite Ca^{+2} , Al^{+3} , die merklich von der Wanderungsfähigkeit des Si^{+4} übertroffen werden.

Sollte es sich tatsächlich um Ionenwanderungen handeln, so wäre plausibel, daß hier eine deutliche Abhängigkeit zwischen Ionenradien und Wanderungsfähigkeit vorzuliegen scheint. Die an anderen Stellen immer wieder beobachtete große Beweglichkeit des Ca^{+2} wird also im ultrafemischen Gesteinsbereich von der des Si^{+4} wesentlich übertroffen.

Aus Art und Verteilung der Mineralsprossungen folgt, daß die Zuführung der genannten Komponenten im vorliegenden Falle nicht durchweg „frontartig“, sondern häufig auch merklich „diffus“ vorgreift.

Zur genaueren Prüfung des ermittelten geringen Wanderungsvermögens von K^+ unter den gegebenen Bedingungen wurde der K_2O -Wert eines Enstatit-(Cummingtonit-) Olivin-Hornfelses vom

Gipfel des Kron-Berges mit merklicher Einwanderung von Talk und Chlorit mit dem eines gewöhnlichen Enstatit- (Cumingtonit-) Olivin-Hornfelses vom Kirch-Bühl verglichen. Eine angesetzte chemische Bestimmung durch das Chemische Laboratorium FRESSENIUS in Wiesbaden hat bei beiden Proben genau den gleichen K_2O -Wert von 0,11 Gew.-% ergeben. Im Unterschied zu einer merklichen Einwanderung von Si^{+4} und Al^{+3} ist eine Zuführung von K^+ in diesem kontaktnahen Bereich demnach nicht erfolgt.

Es sei noch hervorgehoben, daß die augenfälligen Mengen von Magnetkies, die in schlieriger Verteilung in den granitnahen Plagioklas-Amphibol-Hornfelsen, aber auch in den Prasinithornfelsen hervortreten, wahrscheinlich ebenso durch Zuführen von S^{-2} , vielleicht als H_2S unter Umsetzung etwa mit Fe_3O_4 (Magnetit) zu erklären sind.

Für Zuführen sprechen das gleichzeitige Auftreten von Magnetkies in beiden Hornfelstypen verschiedener Abkunft und seine deutliche Abnahme mit der Entfernung vom Granitkontakt.

Wichtig und ausschlaggebend für die stoffliche Bilanz innerhalb des gesamten hier untersuchten Kontaktbereichs ist ferner die ausgesprochene chemische Unbeweglichkeit des ultrafemischen Altbestandes unter den gegebenen Bedingungen, übrigens eine Tatsache, die auch an anderen Stellen im metamorphen Sektor gesteinsbildender Vorgänge immer wieder beobachtet wird. Experimentelle Bestätigungen dieser Tatsache besitzen wir durch die Untersuchungen von BOWEN u. TUTTLE (1949). Primäre stoffliche Inhomogenitäten, z. B. pyroxen- oder hornblendereiche Partien im Serpentin, bleiben als solche unter mehr oder weniger weitgehender Umkristallisation in den daraus hervorgegangenen Kontaktfelsen erhalten.

Noch deutlicher tritt eine fehlende stoffliche Mobilisierung des Altbestandes bei den chemisch komplexeren Prasinithornfelsen in Erscheinung. Die prasinitischen Gesteinen eigene feine stoffliche Vertikalgliederung bleibt trotz vollständiger, unter dem Einfluß der Kontaktmetamorphose erfolgten Umkristallisation weitgehend erhalten (Abbildungstexturen nach SANDER) (z. B. bandstreifige Prasinithornfelse aus Plagioklas-Amphibol-Hornfels mit Kalksilikathornfelsanteilen). Schon V. M. GOLDSCHMIDT (1911) und vor ihm KJERULF haben bandstreifige Hornfelse mit Abbildungstexturen als beweisend für eine jeweilige Umkristallisation im festen Zustand gegen eine Beteiligung von Schmelzanteilen angeführt.

Eine deutliche stoffliche Mobilisation des femischen Altbestandes läßt sich höchstens lokal, beschränkt auf stärkere metasomatische Einwirkungen unmittelbar am Granitkontakt, am Fuße des Kron-Berges beobachten. Der Plagioklas-Amphibol-Hornfels serpentinitischer Abkunft hat hier eine feine schlierig-streifige Textur entwickeln können durch eine gewisse Differenzierung in leukokrate (Plagioklas) und melanokrate Anteile (Hornblende und Erschleier). Die Ausbildung eines schmalen, wenn auch nicht vollständig ausgereiften Assimilationskontaktes scheint hier lokal angedeutet.

Zur Vervollständigung seien noch vergleichende chemische Betrachtungen auf Grund der NIGGLI-Parameter im Konzentrations-tetraeder $al-alk-fm-c$ mit jeweiligen Schnittlagen c/fm 0,01 bis 0,11, 0,11—0,25, 0,25—0,43, 0,43—0,67 angestellt (Abb. 37). Auch in diesem Konzentrationstetraeder läßt sich wiederum erkennen, daß die darstellenden Punkte der verbreitetsten und wichtigsten der vorkommenden ultrafemischen Kontaktfelstypen (2, 3, 4) gegenüber ihrem Edukt, dem Serpentin (1), kaum merklich verschoben sind. Auch sie entsprechen in ihrem $al-alk-fm-c$ -Verhältnis einem dunitperidotitischen bis bronzit- (enstatit-) peridotitischen Chemismus. Ebenso ist das c/fm -Verhältnis $< 0,11$ charakteristisch. Nimmt man die si -Werte und qz -Zahlen hinzu, so erkennt man, daß die vorliegenden ultrafemischen Kontaktfelse (2, 3, 4) mit steigender Intensität ihrer Umkristallisation stärker gekieselt sind und demzufolge orthopyroxenitischen Peridotiten im Chemismus weitgehend gleichen:

Sp (1)	si 67	qz — 32,9
2, 3, 4	si 76 — 83	qz — 22,5 bis —18,0.

5, 6, 7 sind die vermuteten darstellenden Punkte der lokal angebotenen, weniger wichtigen Serpentinhornfelse mit stärkeren Stoffzufuhren. Sie kommen hiernach nahe oder in die Felder der Amphibol-Peridotite (5), Hornblendite (6) und Gabbros bzw. Amphibolite (7) zu liegen. Ihre serpentinitische Abkunft dürfte immer auch im c/fm -Wert zugunsten eines höheren fm wenigstens schwach zum Ausdruck kommen. Ob ein solches chemisches Kennzeichen markant genug ist, um z. B. Plagioklas-Amphibol-Hornfelse serpentinitischer Abkunft von solchen etwa prasinitischer oder metadiabasischer bzw. metagabbroider Abkunft allein auf chemischer Grundlage auseinanderzuhalten, läßt sich infolge der nur un-



Abb. 37. Schnitte c/fm 0,00—0,11, 0,11—0,25, 0,25—0,43, 0,43—0,67 durch das Konzentrationstetraeder $al-alk-fm-c$.
 c/fm : ● 0,00—0,11, ⊕ 0,11—0,25, ⊕ 0,25—0,43, ○ 0,43—0,67.

- | | | | | |
|---------------------|---|----|--|-------------|
| Serpentin-Hornfelse | { | 1 | unveränderter Serpentin | si 67, h 58 |
| | | 2 | Talk—Serpentin | si 76, h 45 |
| | | 3 | Cummingtonit—Olivin-Hornfels | si 78, h 29 |
| | | 4 | Enstatit—Cummingtonit—Olivin-Hornfels | si 83, h 21 |
| | | 5 | Chloritisierter (Enstatit)—Cummingtonit—Olivin-Hornfels | |
| | | 6 | Amphibolitierter Olivin-Hornfels | |
| | | 7 | Amphibol—Plagioklas-Hornfels
(serpentinischer Abkunft) | |
| | | 8 | Amphibol—Plagioklas-Hornfels
(prasinitischer Abkunft) | |
| | | 9 | Essexithornfels, Einschluß im Nordmarkit, Aarvold,
Kristianiagebiet (nach V. M. GOLDSCHMIDT (1911)) | si 116 |
| | | 10 | Diabashornfels, oberhalb Stbr. im Bleichetal, Harz
(nach ERDMANNSDÖRFFER (1904)) | si 118 |
| | | 11 | Serpentinithornfels, chloritreich, Rocky Hill Stock,
Kalifornien (nach C. DURRELL (1940)) | si 58,8 |

zureichenden chemischen Unterlagen nicht entscheiden. Plagioklas-Amphibol-Hornfelse prasinitischer Abkunft zeichnen sich z. T. durch merklich höhere si-Werte (> 110) aus. Außerdem sind sie durch ein c/fm -Verhältnis $> 0,43$ gekennzeichnet.

Benachbart liegen vergleichsweise eingetragene Punkte von basischen Hornfelsen essexitischer (9) und diabasischer (10) Abkunft. Auf (11) sei S. 85 näher eingegangen.

c) Die physikalischen Zustandsbedingungen bei der Bildung ultrafemischer Metabasithornfelse am SW-Rand des Steinwald-Granits. (Ein Beitrag zur „geologischen Thermometrie“.)

Auch die vorliegende Kontaktmetamorphose wirkte — wie jede „gewöhnliche Kontaktmetamorphose“ — überwiegend „thermisch“ durch reine Umkristallisation des Mineralinhalts der betroffenen Gesteine. Hierbei bildete sich unter Wandlung der Gesteinsstrukturen, mehr oder weniger stufenweise, aus einem „hydratischen“ Mineralbestand mit fortschreitender Temperaturerhöhung ein „trockener“ (Serpentin $\rightarrow$ Olivin, Talk $\rightarrow$ Enstatit). Spuren einer rückschreitenden Kontaktmetamorphose bei absinkender Temperatur sind dabei auffallend gering entwickelt.

Allgemeineres Interesse gewinnt die ultrafemische Hornfelsgruppe dadurch, daß sie, dank ihres monotonen Stoffbestandes und ihres chemisch wenig komplexen Mineralinhalts, auf Grund experimenteller Ergebnisse der letzten Jahre quantitative Vorstellungen über ihre jeweiligen erreichten Bildungstemperaturen ermitteln läßt.

Über die relative Temperaturverteilung innerhalb einer Kontakthülle nach zeitlichem Verlauf, räumlichem Abstand vom Pluton und geothermischer Tiefenlage haben bereits vor längerer Zeit Berechnungen von ZOBEL und INGERSOLL (1913) allgemeinere Vorstellungen vermitteln können. Die Berechnungen dieser Forscher sind mit mittleren Konstanten der Wärmeleitfähigkeit durchgeführt. Dabei ist zu erkennen, daß in Kontaktnähe (im Falle einmaliger Erwärmung) ein relativ schneller Temperaturanstieg stattfindet mit ziemlich ausgesprochenem Maximum. In größerer Entfernung wird ein (absolut niedrigerer) Temperaturhöchstwert langsamer erreicht. In letzterem Falle schreitet aber auch die Abkühlung relativ langsamer voran. Diese bezeichneten thermischen Verhältnisse sind jeweils abhängig von der geothermischen Tiefenlage.

Absolute Temperaturangaben für die Entstehung von Kontaktfelsen sind wohl zuerst von V. M. GOLDSCHMIDT (1911) gemacht worden. Er hat auf Grund einer ausgebliebenen Umwandlung von Wollastonit $\rightarrow$ Pseudowollastonit (Umwandlungspunkt 1180°C) in Kontaktfelsen der innersten Kontaktzone aus dem Kristianiagebiet deren Kristallisationstemperaturen zwischen 1000 und 1200°C geschätzt. Solche hohen Temperaturen sind jedoch nach unseren heutigen Vorstellungen bei der „gewöhnlichen Kontaktmetamorphose“ (in dem betreffenden Intrusionsniveau) an Plutonitkontakten wohl kaum in einem Falle realisiert. In dem gleichen Sinne üben bereits in dem einschlägigen Werke GRUBENMANN-NIGGLI, „Die Gesteinsmetamorphose“, Allgem. Teil, 3. Aufl. 1924, S. 253, die Verfasser Kritik an den genannten Temperaturschätzungen V. M. GOLDSCHMIDT's und halten Temperaturwerte von maximal bis etwa 800°C für die Innenzone einer Kontaktaureole eher für angemessen.

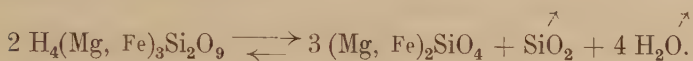
Da eine Schmelzung der betroffenen Kontakthülle durch den Pluton bei der „gewöhnlichen Kontaktmetamorphose“ nicht beobachtet wird, kommen im wesentlichen nur Umwandlungspunkte beteiligter Mineralkomponenten zur Fixierung der Temperaturbedingungen in Frage. Dabei ist die Verwendung solcher Umwandlungspunkte als „geologische Thermometer“ nur dann möglich, wenn im Experiment eine eindeutige thermometrische Festlegung der jeweiligen Umwandlungstemperatur unter weitgehend entsprechenden PX-Bedingungen zum natürlichen Vorkommen erfolgen kann.

Die allgemein im Bereich der „gewöhnlichen Kontaktmetamorphose“ verbreiteten Mineralkomponenten sind — soweit sie überhaupt Umwandlungspunkte erkennen lassen — im wesentlichen aus zweierlei Gründen meist nicht als „geologische Thermometer“ geeignet: entweder ist, bei einfachem Chemismus, der Umwandlungspunkt sehr stark druckabhängig, oder, bei (häufigerem) komplexem Chemismus, durch unübersehbaren Einfluß von Mischkristallbildung z. Zt. noch nicht fixierbar. Eine eingehende kritische Beurteilung haben „geologische Thermometer“ u. a. insbes. durch H. SEIFERT (1930) und P. RAMDOHR (1931) erfahren.

Die in vorliegenden Serpentinittkontaktfelsen auftretenden ultrafemischen Mineralkomponenten liefern nach dem kurz vor dem Kriege von W. JANDER, J. WUHRER und R. FETT (1938, 1939)

durchgeführten, orientierenden experimentellen Untersuchungen und den soeben publizierten vollständigeren Untersuchungsergebnissen von N. L. BOWEN u. O. F. TUTTLE (1949) im System $\text{MgO—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ wertvolle thermometrische Fixpunkte.

Dies gilt erstens für die thermische Umwandlung von Serpentin in Forsterit¹⁴ bzw. Olivin:



Wie die experimentell ermittelten Daten obiger Forscher zeigen, liegt eine außerordentlich geringe TP-Abhängigkeit bei der Orthosilikatbildung aus Serpentin vor. Als höchste Temperatur- und Druckwerte sind von JANDER und Mitarbeiter eine Grenztemperatur von 500° C und ein zugehöriger Grenzdruck von nur 520 kg/cm² experimentell erreicht worden. Bei einem Drucke von 520 kg/cm² wäre also eine Temperatur über 500° C erforderlich, um das Gleichgewicht auf die Olivinseite zu verschieben. Auf denselben Fixpunkt kommen BOWEN und TUTTLE. Mit Hilfe vorzüglicher Apparaturen konnten diese Forscher die Umwandlungstemperatur von Serpentin nach der Gleichung (Serpentin $\rightleftharpoons$ Forsterit + Talk + „Wasserdampf“) bis zu einem Wasserdampfdruck von ca. 2850 atm und einer zugehörigen Umwandlungstemperatur von 515° C verfolgen (Abb. 38, Kurve II). Die Erhöhung der zugehörigen Umwandlungstemperatur Serpentin $\rightleftharpoons$ Forsterit bzw. Olivin mit zunehmendem Druck ist demnach außerordentlich gering, sogar noch etwas geringer, als diese sich nach den wenigen experimentell ermittelten Anhaltspunkten bis 520 atm/500° C von JANDER und WUHRER vermuten ließe. Ein ausgezeichnete thermometrischer Fixpunkt ist damit sichergestellt.

Bei einem Versuch, aus den obigen experimentellen Ermittlungen Anhaltspunkte über die Temperaturbedingungen für die Bildung der vorliegenden Olivin-Hornfelse zu gewinnen, ergibt sich folgendes:

¹⁴ Von den genannten Forschern wird das gebildete Orthosilikat jeweils als „Forsterit“ (Mg_2SiO_4) angesprochen. Das verwendete Ausgangsmaterial, Serpentin mit etwas Fe-Gehalt, dürfte aber wohl zur Bildung eines Olivins, der allerdings Forsterit nahesteht, führen. Nach den Untersuchungsergebnissen von BOWEN und TUTTLE sollen sich dabei mit dem Grade des Fe-Gehalts die Umwandlungstemperaturen in bezug auf den zugehörigen Druck relativ etwas erniedrigen!

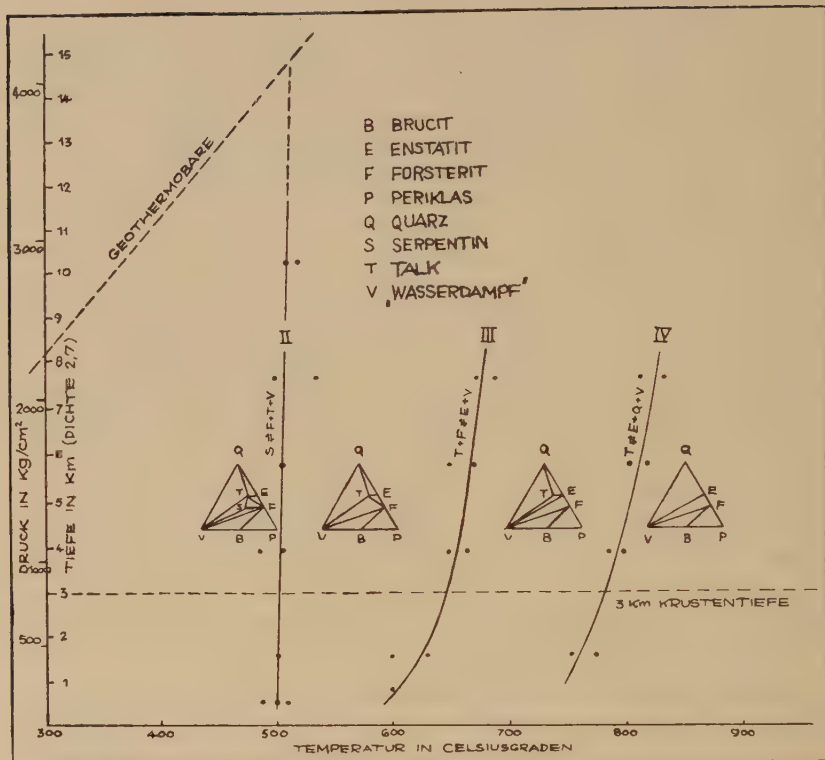


Abb. 38. Gleichgewichtskurven der Serpentin—Olivin-Reaktion und Talk—Enstatit-Reaktion im PT-Diagramm umgezeichnet nach BOWEN und TUTTLE (1949). Es sind eingetragen die Geothermobare und die Isobare von 840 kg/cm² entsprechend den P-Bedingungen einer Krustentiefe von ca. 3 km. Diese Isobare fixiert die Temperaturbedingungen der Reaktionen Serpentin—Olivin bzw. Talk—Enstatit bei der hier beschriebenen Kontaktmetamorphose.

Die auch im vorliegenden Falle nur ungenaue Abschätzung der ehemaligen Tiefenlage des derzeitigen Kontakthofanschnitts und die daraus resultierende ungenaue Angabe des herrschenden Belastungsdrucks, also der Druckbedingungen¹⁵, fällt durch den außerordentlich flachen Verlauf der Gleichgewichtskurve der thermischen Umwandlung Serpentin $\rightleftharpoons$ Olivin gegen die Druckachse nur sehr wenig ins Gewicht. Aus der allgemeinen Situation heraus darf an-

¹⁵ „Geologische Manometer“, entsprechend den „geologischen Thermometern“, sind in diesem Zusammenhang bislang nicht auswertbar!

genommen werden, daß der derzeitige Anschnitt des Kontakthofs einem rel. seichten Intrusionsniveau des Granitplutons zuzuordnen ist, schätzungsweise zwischen 2 und 4 km Rindentiefe. Als weitere Argumente für eine rel. geringe Rindentiefe lassen sich anführen: ein kaum ausgebildeter Assimilationskontakt und benachbart auftretende (unter den gleichen physikalischen Bedingungen gebildete) Knötchenschiefer, Fleckschiefer und Andalusit-Glimmer-Hornfelse, gewöhnliche Kontaktbildungen aus tonigen Sedimenten. Die Bildung und Erhaltung allseitig geschlossener Hohlräume in den Vesuvianfelspartien der Prasinithornfelse im Verlaufe der beschriebenen Kontaktmetamorphose dürften nach bisherigen Erfahrungen in einem gleichen Sinne, wenigstens nicht gegen eine solche Annahme, sprechen.

Nimmt man eine ehemalige Tiefenlage des derzeitigen Kontaktanschnitts von 2 km an, so errechnet sich ein Belastungsdruck von ca. 560 kg/cm², bei einer Tiefenlage von 4 km ein Belastungsdruck von ca. 1120 kg/cm². Aus dem Verlauf der Umwandlungskurve Serpentin/Orthosilikat (Abb. 38, Kurve II) im Bereiche solcher Belastungsdrucke resultieren nach BOWEN und TUTTLE (1949) Temperaturbedingungen zwischen 500° C und 505° C.

Bei einer Tiefenlage von 2 km und einem zugehörigen Belastungsdruck von 560 kg/cm² dürfte zur Bildung von Olivin aus Serpentin die Temperatur von 500° C überschritten, bei einer Tiefenlage von 3 km mit einem zugehörigen Belastungsdruck von 840 kg/cm² eine Temperatur von 505° C noch nicht erreicht sein. Bei einer möglichen Tiefenlage von 4 km würde sich diese Bildungstemperatur von Olivin nach dem weiteren Verlauf der Umwandlungskurve (Abb. 38, Kurve II) rel. nur sehr unbedeutend auf ca. 505° C erhöhen. Es läßt sich somit für die Bildung des Olivins in den vorliegenden Serpentinithornfelsen eine **untere** mögliche Bildungsgrenze von ca. 500° C wahrscheinlich machen¹⁶.

Es sei noch in diesem Zusammenhang auf experimentelle Untersuchungen von J. W. GRÜNER (1939) hingewiesen, die ein unterschiedliches Verhalten des thermischen Ab- und Umbauvermögens von Faserserpentin

¹⁶ Wenn man in Rechnung zieht, daß der Einfluß des Fe-Gehalts der Reaktionspartner Serpentin und Olivin (quantitativ noch nicht genau angebar) nach BOWEN und TUTTLE etwas erniedrigend auf die Umwandlungstemperatur einwirken soll.

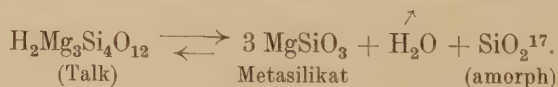
(Chrysotil) einerseits und Blätterserpentin (Antigorit) andererseits ergeben haben. Bei Chrysotil hat sich nach GRUNER die Umwandlung in Olivin bei 560° C in 4—19 Tagen im Experiment vollzogen; bei Antigorit ist eine Umwandlung erst bei höheren Temperaturen ab 650° C eingetreten. Die vergleichende Überprüfung von Serpentiniten in ausgesprochener Antigoritfazies (Föhren-Bühl) mit solchen in überwiegender Chrysotilfazies (Umgebung des Kirch-Bühls) aus dem Kontaktbereich des Steinwald-Granits hat jedoch ein solches unterschiedliches Umwandlungsvermögen nach den hier angewandten Untersuchungsmethoden nicht erkennen lassen.

Die unbekannte Wirkung des Faktors „Zeit“ bleibt indessen unberücksichtigt; die vorliegenden Experimente sind bei einer Zeitdauer von nur Stunden und einigen Tagen durchgeführt!

Nur bei Anwesenheit von $Mg(OH)_2$ (Brucit) neben Serpentin wäre nach den Untersuchungsergebnissen von BOWEN und TUTTLE mit einer Bildung von Orthosilikat bereits unter 500° C zu rechnen, was aber nach den vorangegangenen Ausführungen für die vorliegenden Olivinhornfelse nicht zutreffend sein kann.

Höhere Bildungstemperaturen lassen die enstatitführenden Serpentinithornfelse schon durch ihre granitnähere Lage aus geologischen Gründen vermuten. In der Umwandlung von Talk in Enstatit ist in der Tat auch nach den experimentellen Erfahrungen ein Merkmal noch höherer Bildungstemperaturen in den vorliegenden Serpentinithornfelsen festgelegt.

Schon seit der Veröffentlichung von F. W. CLARKE und E. A. SCHNEIDER (1891) sind unter Bedingungen von Atmosphärendruck Thermostabilität und die thermischen Umwandlungsprodukte von Talk mehrfach eingehend wissenschaftlich untersucht und röntgenographisch geprüft worden. Es sei in diesem Zusammenhang insbesondere auf die eingehende Publikation von H. HARALDSEN (1930) hingewiesen. Alle diese Untersuchungen bestätigten einen thermischen Umbau von Talk unter Atmosphärendruck bei einer Temperatur zwischen ca. 750 und 900° C nach der Gleichung:



Neuere Untersuchungen von JANDER und Mitarbeiter sind bei einem Wasserdampfdruck von 10 mm bei einer Abbaudauer von zwei Monaten durchgeführt. Hierbei hat im Experiment ein rest-

¹⁷ Ab 1000° C als Christobalit!

loser Abbau von Talk und eine Umwandlung in Metasilikat bei 760°—800° C stattgefunden.

Die Röntgenstrukturuntersuchung soll nach den genannten u. a. Autoren jedoch erwiesen haben, daß das auf diese Weise im Experiment gebildete Metasilikat nicht ganz mit dem natürlichen Enstatit identisch ist. Es wurde als „Protoenstatit“ oder „Mesoenstatit“ bezeichnet.

N. L. BOWEN und O. F. TUTTLE gelang es zuletzt unter Wasserdampfdruck bis zu ca. 2140 atm, die thermische Umwandlung von Talk in Enstatit bei einer Temperatur von 835° C im Experiment zu realisieren. Die röntgenographische Diagnose ergab im Unterschied zu den Ergebnissen der obengenannten Autoren eindeutig Enstatit als Bildungsprodukt nach folgender Gleichung:



Im natürlichen Gesteinsprodukt (Enstatit-Olivin-Hornfels) ist ebenso „freies“ SiO₂ in irgendeiner Form nicht nachweisbar, da es offensichtlich — wie oben bereits ausgeführt — nach dem Temperaturgefälle hin abgewandert ist, zusammen mit H₂O.

Für die Enstatitbildung aus Talk in den vorliegenden Enstatit-Olivin-Hornfelsen sind nach den experimentellen Ergebnissen von BOWEN und TUTTLE (Abb. 38, Kurve IV) bei einer angenommenen Tiefenlage von 2 km mindestens 780° C, bei einer angenommenen Tiefenlage von 3 km 791° C und bei einer Tiefenlage von 4 km 802° C erreicht. In diesem Falle ist die TP-Abhängigkeit etwas größer als bei der Forsterit- bzw. Olivinbildung aus Serpentin. Bei einer angenommenen ehemaligen Tiefenlage des derzeitigen Kontaktanschnitts von 2—4 km ergibt sich somit für die Bildungsmöglichkeit der Enstatit-Olivin-Hornfelse eine untere Temperaturgrenze von ca. 780 bis 802° C, immerhin für die beabsichtigte Feststellung ein brauchbarer thermometrischer Fixpunkt. Die enstatitfreien, talkführenden Olivinhornfelse sind demnach keinesfalls Temperaturbedingungen bis zu ca. 780° C ausgesetzt gewesen. Eine Begrenzung nach höheren Temperaturen hin auf Grund des vorliegenden Mineralbestandes ist nicht möglich.

Im Temperaturbereich zwischen 500° und 780° C hätten sich demnach ausschließlich nurenstatitfreie (Cummingtonit-)Olivin-Hornfelse entwickelt. Eine solche Folgerung muß zunächst auf

Grund einer weiteren Kurve von BOWEN und TUTTLE (Abb. 38, Kurve III) unrichtig erscheinen. Nach den experimentellen Ergebnissen dieser Autoren würde sich, bei Anwesenheit von Forsterit (Olivin) neben Talk, Enstatit schon bei wesentlich niedrigeren Temperaturen bilden können nach der Gleichung:



Hiernach könnte für die vorliegenden Serpentinthornfelse an einem 2—4 km tief liegenden Bildungsort eine Sprossung von Enstatit bereits in einem Temperaturbereich zwischen 620° und 650° C möglich sein. Eine solche Reaktion müßte aber an Berührungssäumen von Talk und Olivin aus dem Befund im Gesteinsdünnschliff ablesbar sein. Eine Nachprüfung in zahlreichen Dünnschliffen ergab jedoch einen negativen Befund. Auch für den rückläufigen Vorgang bei fallender Temperatur liegen keinerlei Beobachtungstatsachen einer Verdrängung von Enstatit unter gleichzeitiger Bildung von Olivin neben Talk in den Serpentinthornfelsen bei Erben-dorf vor.

Die beginnende Sprossung von Olivin oder Enstatit bildet somit nach den obigen Ausführungen zwei günstige thermometrische Fixpunkte im höheren Temperaturbereich der Kontaktmetamorphose.

Weniger günstige Anhaltspunkte in dieser Hinsicht liefert Talk als typomorpher Vertreter der äußeren Kontaktzone.

Durch Synthesen sind die jeweiligen Bildungsfelder des Talks schon recht gut bekannt. Da aber seine Bildungsmöglichkeit aus Serpentin nicht ausschließlich thermisch bedingt ist, sondern stets ganz wesentlich an stoffliche Änderungen des Mg/Si-Verhältnisses und eine Verschiebung zugunsten des Si geknüpft zu sein scheint, kann seine Entstehung nicht zuverlässig thermisch ausgewertet werden. Unter Berücksichtigung der genannten stofflichen Voraussetzung bildet sich nach den Laboratoriumsversuchen von JANDER und Mitarbeitern, NOLL u. a. dieses Magnesiumhydrosilikat im wesentlichen unterhalb des kritischen Punktes von Wasser mit 373,8° C/218 atm. Eine solche Bildungsmöglichkeit wird bis herab zu Temperaturen unter 200° C beobachtet. Gleichzeitig erstreckt sich (wie vorher ausgeführt) nach oben hin das Stabilitätsbereich des Talks weit über den kritischen Punkt des Wassers hinaus bis zu Temperaturen über 750° C.

Im kontaktmetamorph unbeeinflussten Gebiet außerhalb des Kontakthofs mag schätzungsweise (bei der angenommenen Krustentiefe von 2—3 km auf Grund einer durchschnittlichen geothermischen Tiefenstufe) eine Temperatur von ca. 90—120° C angenommen werden.

Das reichliche Auftreten von Magnetkies (bei kaum beobachtbarem Pyrit) kann hier, wie auch sonst in anderen Fällen, nicht als „geologisches Thermometer“ ausgewertet werden. Dieses Mineral kommt als „Durchläufer“ im gesamten Kontaktbereich vor, wenn auch in den innersten Anteilen merklich angereichert. Das stark vom Partialdampfdruck des S abhängige Bildungsgleichgewicht Magnetkies $\rightleftharpoons$ Pyrit scheint ferner wesentlich auch von z. Z. noch unübersehbaren Faktoren, insbes. auch den herrschenden jeweiligen chemischen Verhältnissen beeinflusst zu sein.

d) Die mineralfazielle Zuordnung der untersuchten Typen kontaktmetamorph überprägter Serpentinegesteine und Prasinite.

Der Mineralbestand der vorliegenden Serpentinithornfelse repräsentiert zum großen Teile eine echte Pyroxenhornfelsfazies. Neben Orthopyroxen (Enstatit) tritt Olivin auf.

Auf der Grundlage der vorangegangenen Ausführungen besitzen wir quantitative Vorstellungen über die Bildungsbedingungen und das jeweilige Stabilitätsbereich dieser beiden typomorphen Gemengteile in bezug auf Temperatur und hydrostatischen Druck (Abb. 39).

Durch die Kenntnis der Bildungstemperaturen von Olivin und Enstatit unter den gegebenen Bedingungen ist indirekt auch die Bildungstemperatur der spärlich beigemengten (aber charakteristischen) cummingtonitischen Hornblende ungefähr festgelegt (Abb. 39). Aus den gegenseitigen Wachstumsbeziehungen im Dünnschliffbild läßt sich eine solche Einordnung in den Sprossungsgang in bezug auf die Temperaturskala bis zu einem gewissen Grade gewinnen. Da cummingtonitische Hornblende nur sehr spärlich beigemischt ist und der Ablauf der kontaktmetamorphen Reaktionen in den vorliegenden Serpentinithornfelsen — wie oben ausgeführt — nicht streng isochemisch verläuft (insbesondere in bezug auf SiO_2), werden auch in diesem Falle in mehr oder weniger lokalen Bereichen chemische Einflüsse das Gleichgewicht dominierend bestimmen. So halten sich z. B. die Sprossungen von cummingtonitischer Hornblende häufig an die Nachbarschaft von Olivin (Abb. 12).

Vorliegende experimentelle Untersuchungen über die Bildungsbedingungen der chemisch und paragenetisch außerordentlich verwandten anthophyllitischen Hornblende können kaum als Anhaltspunkte herangezogen

werden. So liegt zwar auf Grund der experimentellen Erfahrungen von JANDER und WUHRER (1938) die Bildungstemperatur von Anthophyllit oberhalb des kritischen Punktes von H_2O ($373,8^\circ C/218 \text{ atm}$). Das widerspricht auch im vorliegenden Falle den Beobachtungstatsachen in keiner Weise. Doch lassen die eingehenderen Untersuchungen im System $MgO-SiO_2-H_2O$ durch BOWEN und TUTTLE (1949) für „reinen Mg-Anthophyllit“ im Temperaturbereich zwischen ca. 400 und $1000^\circ C$ und einem jeweils zugehörigen Wasserdampfdruck kein Stabilitätsfeld sicherstellen. Das scheint offenbar auch nach den Anschauungen der genannten Autoren den natürlichen Verhältnissen zu widersprechen, betonen sie doch ausdrücklich, daß diese experimentelle Erfahrung nur für den „reinen Mg-Anthophyllit“ Gültigkeit hat.

Ob die cummingtonitische Hornblende nun infolge ihrer Aufnahmefähigkeit eines erheblichen Kalkgehalts den sonst viel häufigeren Anthophyllit hier bis zu einem gewissen Grade isofaziell vertritt, sei noch dahingestellt. Der Serpentin des Eduktes ist in den vorliegenden Serpentinthornfelsen mit zugehörigen Bildungstemperaturen oberhalb $500-505^\circ C$ und zugehörigem hydrostatischen Druck von $560 \text{ kg/cm}_2-1120 \text{ kg/cm}_2$ (entsprechend einer

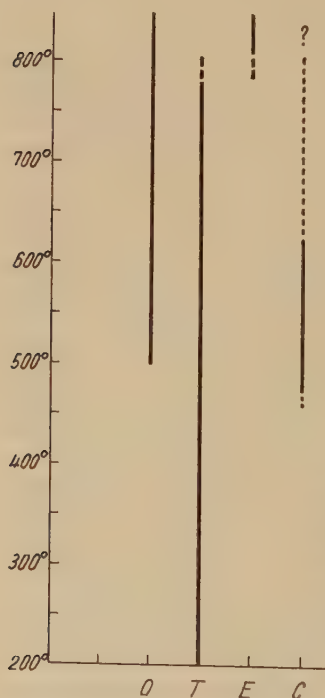


Abb. 39. Temperaturbereiche (in $^\circ C$) der Bildung von Olivin (O), Talk (T), Enstatit (E), cummingtonitische Hornblende (C) als Gemengteile in kontaktmetamorph überprägten Serpentinegesteinen, gültig für einen hydrostatischen Belastungsdruck entsprechend einer Rindentiefe von ca. 2—4 km.

Rindentiefe von 2—4 km) nicht mehr bestandfähig und hat die kontaktmetamorphe Überprägung in diesem Bereich nur als metastabiles Relikt überstanden.

Talk im Bereiche der Hornfelsfazies hingegen ist in einem unteren Temperaturgebiet (unter ca. 780° C) noch stabil, darüber hinaus jedoch instabil infolge Umwandlung in Enstatit (Abb. 39).

Das vollkommene Fehlen von Biotit in dieser Mineralassoziaton, die eine bisher völlig ungenannte Hornfelsklasse (im Sinne V. M. GOLDSCHMIDTS) darstellt, ist bemerkenswert.

Eine sukzessive Überprägung der Pyroxenhornfelsfazies in Amphibolitfazies durch Hornblendisierung und Plagioklaseinwanderung ist auf ein sehr lokal begrenztes Bereich unmittelbar am Granitkontakt beschränkt. Olivin findet sich hier häufig noch als mehr oder weniger stabiles Relikt, während Enstatit offensichtlich viel empfindlicher auf eine solche Faziesumstellung reagiert hat. Bei Einwanderung von viel farblosem Chlorit in benachbarten Partien wird Olivin partiell aufgezehrt (Abb. 16) unter Ausscheidung von einem Körnelhaufwerk von grasgrünem Spinell. Es scheint bei fehlendem Kaligehalt in metamorphen Gesteinen das Bildungsbereich und Stabilitätsfeld von Chlorit in wesentlich höhere Temperaturgebiete hinaufzugreifen, bis zu solchen Temperaturen, bei denen eigentlich Biotit auftreten müßte.

Eine dominierende Verbreitung derselben heterofaziellen Mineralassoziaton mit vorwiegend Klinochlor und Spinell neben Enstatit, Olivin und farbloser Hornblende hat C. DURRELL (1940) innerhalb von Serpentinithornfelsen vom Rocky Hill Stock in der südlichen Sierra Nevada (Kalifornien) beschrieben.

Im äußeren Kontaktbereich, der durch die 500°-Isotherme (bei angenommener Krustentiefe von ca. 3 km) nach höheren Temperaturen hin begrenzt wird, geben Talk und vorherrschende reliktsche Felder von Serpentin den umgewandelten Serpentiniten das mineralfazielle Gepräge. In den kontaktmetamorph umgewandelten Serpentinesteinen vom Rocky Hill Stock vertritt nach der Beschreibung DURRELLS ein Klinochlor isofaziell die Stelle von Talk, offensichtlich begründet in einer dort allein herrschenden Tonerdezufuhr.

Die Mineralfazies der vorliegenden Prasinithornfelse ist auf Grund der Beurteilung des aufgesammelten Materials merklich ein-

förmiger als bei den ultrafemischen Gliedern. Es liegen hier Prasinit-hornfelse ausschließlich in Amphibolitfazies vor mit Hornblende und saurem Plagioklas als typomorphe Mineralkombination. Eine vermutete Anorthitaufnahme des Plagioklases in diesen Hornfelsen gegenüber dem Plagioklas ihrer prasinitischen Edukte hat sich durch die vorgenommenen Messungen nicht bestätigt. Es ist dieselbe Beobachtung, die bereits BECK (1891), O. H. ERDMANNSDÖRFFER (1904) u. a. auch bei basischeren Plagioklasen an kontakt-metamorph überprägten Diabasen des Elbtalschiefergebirges und Harzes gemacht haben.

Streifig beigemengter Biotit in dieser Fazies ist vielleicht z. T. auf stoffliche Inhomogenitäten im Ausgangsprodukt zurückzuführen. Einer überprägenden, niedriger temperierten Mineralfazies ausklingender Kontaktmetamorphose, die nur ansetzt, aber nirgends durchgreift, gehören porphyroblastisch hervortretende Aggregate von Klinochlor an.

Eine (kontaktnäheren Temperaturbedingungen entsprechende) Pyroxenhornfelsfazies ist bei den Prasinit-hornfelsen im Gebiet nördlich von Erbsdorf bisher nicht aufgefunden worden bei den wenig günstigen Aufschlußverhältnissen. Vielleicht ist sie nicht entwickelt oder im abklingenden Stadium der Kontaktmetamorphose durch die Amphibolitfazies verdrängt. Die leukokraten, kalkreichen Anteile der Prasinit-hornfelse mit Vesuvian/Diopsid/Grossular deuten an, daß jedenfalls Anklänge an Bedingungen der Pyroxenhornfelsfazies geherrscht haben mögen.

Die Mineralfazies der vorliegenden Prasinit-hornfelse, mit vorwiegend saurem Plagioklas und Hornblende als typomorphe Mineralkombination, ist nicht allein auf Produkte der Kontaktmetamorphose kontaktnäherer Bereiche, sog. Hornfelse, beschränkt. Dieselbe Mineralkombination, meist jedoch durch abweichende Gefügeeigenschaften unterscheidbar, wird viel häufiger als Produkt im einzelnen oft schwieriger zu überschender metamorpher Vorgänge der kinetischen Metamorphose im Kristallin angetroffen.

Von weit größerem Interesse ist die mineralfazielle Einstufung der Mineralkombination Enstatit-Olivin als echte Pyroxenhornfelsfazies. Diese Mineralkombination bildet eine bisher nicht aufgeführte neue Hornfelsklasse, typisch für ultrabasische Altbestände. Die für sie gültigen Zustandsbedin-

gungen sind relativ hohe Temperaturen und ein zugehöriger relativ niedriger bis mittlerer hydrostatischer Druck (für Olivin untere Grenztemperatur ca. 500°C und zugehöriger Grenzdruck von ca. 840 kg/cm^2 einer Krustentiefe von ca. 3 km entsprechend, für Enstatit ca. 790°C).

Im möglichen Bildungsbereich größerer Krustentiefen erhöhen sich nach BOWEN und TUTTLE für Olivin und Enstatit mit zunehmendem hydrostatischem Druck die Grenztemperaturen nur sehr allmählich, insbes. für ersteren. Der Temperatureinfluß bestimmt demnach den Sprossungsakt der anhydrischen Mineralphasen Olivin und Enstatit aus Serpentin bzw. Talk dominierend. Olivin und Enstatit sind stets bei höheren, Serpentin und Talk bei geringeren Temperaturen stabil, wenn man gleiche Drucke annimmt. Andererseits müßte theoretisch eine genügende Druck-erhöhung bei konstanten Temperaturen stets zur Bildung von Serpentin (bzw. Talk) letzten Endes führen, wenigstens, soweit die hierfür nötigen Reaktionspartner (H_2O , SiO_2) vorhanden sind.

Auf Abb. 38 werden die Grenzlinien Olivin/Serpentin und Enstatit/Talk im TP-Feld gleichzeitig in Beziehung zur Geothermobare (angenommene, durchschnittliche Gesteinsdichte 2,7) gebracht. Dabei ist jedoch zu bemerken, daß der Schnittpunkt der Grenzlinie Enstatit/Talk mit der Geothermobare, über den experimentellen Bereich weit hinausgehend, höchstens mutmaßlich geschätzt werden kann.

Der Schnittpunkt der Grenzlinie Olivin/Serpentin kommt bei einer Temperatur zwischen 510° und 515°C und einem zugehörigen Druck von etwas über 4000 atm mit der Geothermobare zum Schnitt, was einer Krustentiefe von ca. 15 km entspräche. Der vermutete Schnittpunkt der Grenzkurve Enstatit/Talk würde ungefähr bei einer Temperatur von ca. 900°C und einem zugehörigen Druck von fast 8000 atm zu liegen kommen, was einer Krustentiefe von 25—30 km entspräche.

Aus Abb. 38 läßt sich die grobe Vorstellung gewinnen, daß (entsprechend der Lage des Schnittpunktes der genannten Grenzlinie mit der Geothermobare) in größeren Krustentiefen (ab ca. 15 km) Serpentin nicht mehr bestandfähig sein kann und Olivin in jedem Falle an seine Stelle tritt. Ebenso dürfte Talk jenseits einer

Krustentiefe von ungefähr ca. 25—30 km nicht mehr bestandfähig sein, und Enstatit würde in jedem Falle an seine Stelle treten. Eine Verlängerung der genannten Grenzkurven über den Schnittpunkt mit der Geothermobare hinaus hätte demzufolge aus rein theoretischen Überlegungen heraus keinen Sinn.

Eine metamorphe Bildungsmöglichkeit für Olivin aus Serpentin (oder Enstatit aus Talk) wäre nach Abb. 38 auch z. B. unter mittleren Belastungsdrucken regionaler Metamorphose (im „mesozonalen“ Bereich) bei lokal stärkerer Durchwärmung durch magmatische Intrusionen gegeben.

Es mag außerhalb des Rahmens der vorliegenden Untersuchung liegen, zu entscheiden, inwieweit wenigstens in einzelnen Fällen reliktförmig erhaltener Olivin (z. B. in gewöhnlichen Serpentin-gesteinen) nicht auch ein bereits sekundäres Relikt (metamorphes Faziesrelikt) darstellt und, wie oben, auf eine metamorphe Bildung zurückgeht. Dies gilt in ganz besonderem Maße für die selten auftretenden Olivinfelse innerhalb des kristallinen Grundgebirges. Seit-her ist man nach dem Schrifttum jedenfalls geneigt, den im Serpentin verbliebenen Olivin, wohl oft ohne sorgfältige Kritik, stets als ein primäres (magmatisches) Relikt anzusprechen. Die mineral-fazielle Empfindlichkeit des Olivins durch fast immer einsetzende Serpentinisierung, insbes. unter reaktionsfördernder tektonischer Einformung, erschwert eine solche Beurteilung zweifellos außer-ordentlich. Es soll an einer anderen Stelle eingehender darauf ein-gegangen werden.

Die vorliegende Untersuchung wurde im Mineralogisch-petrographi-schen Institut der Universität Münster (Westf.) ausgeführt; Herrn Professor Dr. H. SEIFERT habe ich für die stete Möglichkeit der Benutzung des Insti-tutsinstrumentariums sehr zu danken. Ebenso sei mein ergebenster Dank der „Gesellschaft zur Förderung der Westfälischen Landes-universität“ für die Finanzierung von Dünnschliffen an dieser Stelle noch-mals ausgesprochen.

Die mikroskopischen Aufnahmen durfte ich wiederum durch freundliche Vermittlung von Herrn Prof. Dr. S. RÖSCH, Wetzlar, in den Räumen der optischen Werke von Ernst Leitz in Wetzlar anfertigen. Der Firma Ernst Leitz, sowie Herrn Prof. RÖSCH, sei hierfür mein bester Dank gesagt.

Herrn Prof. Dr. H. O'DANIEL sei vielmals gedankt für die mühe-volle Arbeit der Durchsicht des Manuskripts und für einige wertvolle Hinweise.

Literaturverzeichnis.

- BARTH, CORRENS, ESKOLA: Die Entstehung der Gesteine. — Berlin (1939).
- BECK, R.: Amphibolitisierung von Diabasen im Kontakt von Graniten. — Z. Dtsch. Geol. Ges., **43**, (1891).
- BOWEN, N. L. & O. F. TUTTLE: The system $MgO-SiO_2-H_2O$. — Bull. Geol. Soc. Am., **60**, 439—460, (1949).
- BURRI, C.: Notiz über Zwillinge und Drillinge gesteinsbildender Olivine. — Schweiz. Min.-petr. Mitt., **15**, (1935), 160—167.
- CHUDOBA, K. F. & J. FRECHEN: Der Einfluß der Temperatur auf die Beziehung zwischen Optik und Chemismus der Olivine. — N. Jb. Min., Abt. A, H. 6, (1943).
- CLARKE, F. W. & E. A. SCHNEIDER: Über die Konstitution der natürlichen Silikate. — Z. Krist., **18**, (1891).
- COLLINS, R. S.: Cummingtonite and gedrite from Sutherland. — Min. Mag., **26**, (1942), 254—259.
- DOELTER, C.: Handbuch der Mineralchemie. — 2. (Silikate), Dresden (1914).
- DURRELL, C.: Metamorphism in the Southern Sierra Nevada northeast of Visalia California. — University of California Press, Bull. of the Departm. Geol. Sci., **25**, Nr. 1, 1—118, (1940).
- EBERT, H.: Hornfelsbildung und Anatexis im Lausitzer Massiv. — Z. Dtsch. Geol. Ges., **87**, (1935).
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Die devonischen Eruptivgesteine und Tuffe bei Harzburg und ihre Umwandlung im Kontakthof des Brockenmassivs. — Jb. Preuß. Geol. Landesanst., **25**, (1904).
- ESKOLA, P.: On the petrology of the Orijarvi Region in southwestern Finland. — Helsingfors (1914).
- GOLDSCHMIDT, V. M.: Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. — Vidensk. Skrift. Mat. Naturw. Kl., (1911), Nr. 1.
- GRUBENMANN-NIGGLI: Die Gesteinsmetamorphose, I. Teil. — Berlin (1924).
- GRUNER, J. W.: The behavior of serpentines between 500 and 650° C. — Am. Min., **24**, (1939), 186.
- GÜMBEL, C. W. V.: Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges. — Gotha (1879).

- HARALDSEN, H.: Eine röntgenographische und chemische Untersuchung über thermische Umbildung des Serpentin. — Zbl. Min. A, (1928).
- Beiträge zur Kenntnis der thermischen Umbildung des Talks. — N. Jb. Min., **61**, Beil.-Bd., A, (1930), 139—163.
- HARKER, A.: Metamorphism, a study of the transformation of rock-masses. — London (1932).
- HEDVALL, J. A.: Die Reaktionsfähigkeit fester Stoffe. — Leipzig (1938).
- HENTSCHEL, H.: Über das „Gneisfenster von Münzig“ im Bereiche der mittelsächsischen Schubmasse. — Min.-petr. Mitt., **51**, (1940).
- JANDER, W. & J. WUHRER: Die Bildung von Magnesiumhydrosilikaten. — Z. anorg. u. allgem. Chem., **235**, (1938), 273.
- JANDER, W. & R. FETT: Hydrothermale Reaktionen. Magnesiumhydrosilikate II. — Z. anorg. u. allgem. Chem., **242**, (1939), 145.
- JOST, W.: Diffusion und chemische Reaktionen in festen Stoffen. — Dresden (1937).
- KAUTER, K.: Untersuchungen über den geologischen Bau des Alten Gebirges und des jüngeren Vorlandes in der Umgebung von Kemnath in der Oberpfalz. — Diss., Würzburg (1938).
- KRAUSE, O.: Beitrag zur Kenntnis der Sinterungsvorgänge und Konstitution keramischer Massen. — 2. Ber. Dtsch. Ker. Ges. **10**, (1928).
- KORJINSKY, D. S.: Thermodynamik und Geologie einiger metamorpher Reaktionen mit Gasphasenausscheidung. — Mém. Soc. Minér. Russe, **64**, (1935), 1—20.
- Dependence of mineral stability on the depth. — Mém. Soc. Minér. Russe, **66**, (1937), 385—396.
- V. LUCIZKY: Petrographische Studien zwischen Erbendorf und Neustadt a. d. Waldnaab. — Zbl. Min., (1904), H. 4.
- MATTHES, S.: Biotitführende Metabasiteinschaltungen in Serpentinittvorkommen des sächsisch-fichtelgebirgischen Kristallins und ihre Ableitung. — Min.-petr. Mitt., **52**, (1940), 77—153.
- MOREY, G. W. & EARL INGERSON: The pneumatolytic and hydrothermal alteration and synthesis of silicates. — Econ. Geol., **32**, (1937).
- NIUWENBURG, C. J. v. & H. B. BLUMENDAL: Über die Flüchtigkeit der Kieselsäure mit Wasserdampf. — Rec. trav. chim., **49**, (1930), 857—886.
- NIGGLI, P.: Gesteinschemismus und Mineralchemismus. II. Die Pyroxene der magmatischen Erstarrung. — Schweiz. Min.-petr. Mitt. **23**, (1943).

- NOLL, W.: Neuere Untersuchungen von Reaktionen in wasserhaltigen Silikat-Systemen. — „Die Chemie“ (Angew. Chem., Neue Folge), **57**, (1944).
- Synthesen im System $MgO-SiO_2-H_2O$. — Z. anorg. Chem., **261**, H. 1/2, (1950), 1—25.
- O'DANIEL, H. & H. KEDESZY: Über eine micellare Silikatstruktur (kurze Originalmitt.). — Naturw., **34**, (1947), 55/56.
- RAMDOHR, P.: Die Eisenerzlager des Oberharzer Diabaszuges usw., Genetische Deutung des „Glimmerperidotits“ vom Kalten Tal. — N. Jb. Min., **55**. Beil.-Bd., (1927).
- Neue Betrachtungen über die Verwendbarkeit opaker Erze als „Geologische Thermometer“. — Z. prakt. Geol., **39**, (1931).
- SCHEUMANN, K. H.: Studien über die sächsisch-thüringischen Zwischengebirge. — Köhlers Nachr.-Bl., **1**, H. 6 u. 9/10, (1924).
- Über die Bedeutung der mineralfaziellen Analyse für die Auffassung der metamorphen Gesteine. — Ber. Math. Phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss., **84**, (1932).
- SCHÜLLER, A.: Prävaristische Glieder der sächsisch-fichtelgebirgischen kristallinen Schiefer. III. Über epizonal verformte Magmatite des westlichen Fichtelgebirges, ihre genetische Ableitung und ihre Weiterbildung in die Hornfelsfazies. — Abh. Sächs. Akad. Wiss. Math. Phys. Kl., **42**, H. 3, (1934).
- Zur petrologischen und tektonischen Analyse des Fichtelgebirges. — Geol. Rdsch., **27**, (1936).
- SCHULZE, G.: Die Serpentine von Erbdorf in der bayrischen Oberpfalz. — Z. Dtsch. Geol. Ges., **35**, (1883).
- SEIFERT, H.: Geologische Thermometer. — Fortschr. Min., **14**, (1930).
- SUESS, F. E.: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variscischen Gebirge. — Berlin (1926).
- TERRA, H. DE: Die Geologie der Umgebung von Erbdorf. — N. Jb. Min., Beil.-Bd. **51**, (1925).
- TEUSCHER, E. O.: Methodisches zur quantitativen Strukturgliederung körniger Gesteine. — Min.-petr. Mitt., **44**, (1933), 410—421.
- THILO, E.: Reaktionen von Silikaten. (Vortragsber. Dahlemer wiss. Koll.) — Z. angew. Chem., A/**59**, Nr. 5/6, (1947).
- TILLEY, C. E.: Contact-metamorphism in the Comrie Area of the Perthshire Highlands. — Quart. Journ. Geol. Soc., **80**. (1924).
- TOMKEIEFF, S. J.: Zoned olivines and their petrogenetic significance. — Min. Mag., **25**, (1939), 229—251.

92 S. Matthes, Die kontaktmetamorphe Überprägung bas. krist. Schiefer etc.

WEG, O.: Die zwischengebirgische Prasinitzscholle bei Hainichen-Berbersdorf. — Abh. Sächs. Geol. Landesamt, H. 11, (1931).

WINCHELL, A. N.: The anthophyllite and cummingtonite-grunerite series. — Am. Min., **23**, (1938), 329.

WURM, A.: Der geologische Aufbau des Fichtelgebirges, Oberpfälzer Waldes und der angrenzenden Gebiete. — Abriß der Geologie von Bayern, München (1924).

ZAMBONINI, F.: Beitrag zum Studium der Hydrosilikate. — Z. Krist., **79**, (1911).

Bei der Schriftleitung eingegangen am 1. Juli 1950.

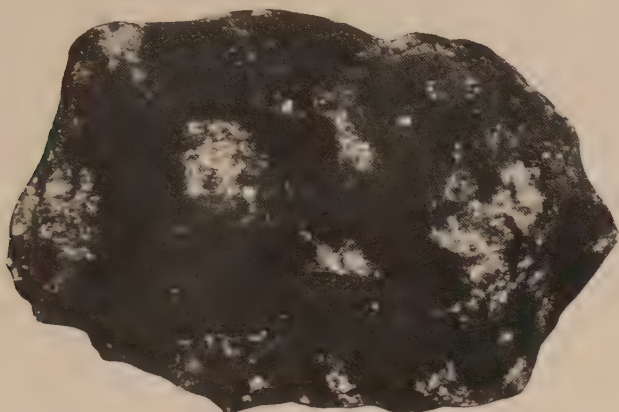


Abb. 2. Porphyroblastisch hervortretende Sprossungen von Talk (hell), gebildet durch Kontaktmetamorphose im Serpentin (dunkel) („Fleckenserpentine“ des äußeren Bereichs der Kontaktaureole).

Kl. Stbr. im Walde N Ziegelhütte. Bl. Erbdorf, Hdst. SM 473, ca. $\frac{1}{2}$ nat. Gr.,
phot. Dr. G. PFEFFERKORN.

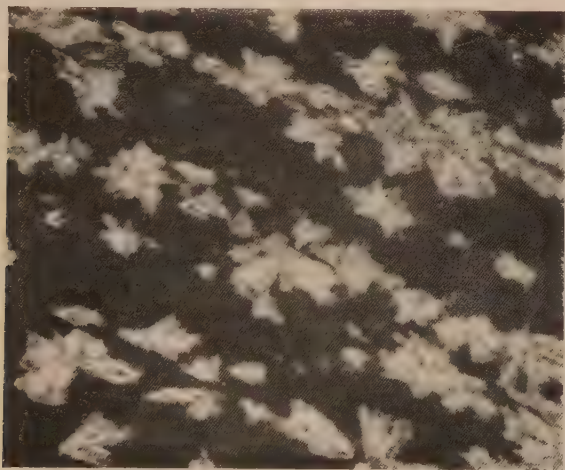


Abb. 3. Porphyroblastisch hervortretende Sprossungen von Talk (hell) im Serpentin (dunkel), gebildet durch Kontaktmetamorphose („Fleckenserpentin“ des äußeren Bereichs der Kontaktaureole). Die vorwiegend fächerförmig gruppierten Talkschüppchen deuten bisweilen eine streifige Anordnung an, die nicht immer der älteren Bankungstextur des Serpentinits entspricht.

Kl. Stbr. im Walde N Ziegelhütte, Bl. Erbdorf, Hdst. SM 348, $\frac{2}{1}$ nat. Gr.

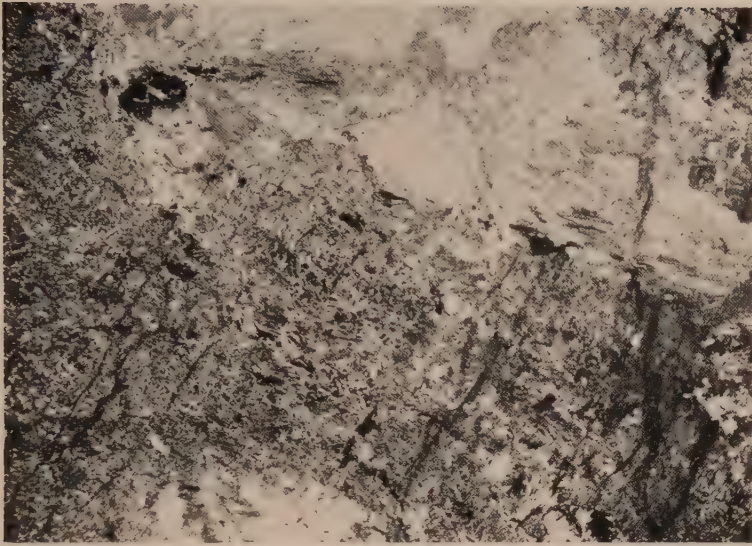


Abb. 4. Fächerförmig aggregierte Porphyroblasten von Talk (hell), durch Kontaktmetamorphose im Serpentin gebildet („Fleckenserpentine“ der äußeren Kontaktzone). Das dunkle Feld der Abbildung stellt das Restgewebe winziger Serpentinverbände (Maschen- und Bandtexturen) mit Magnetitschnüren dar.

Dünnschliff SM 472b. Schurf im Walde bei Höhe 505.8 nahe der Ziegelhütte, Bl. Erbdorf, Vergr. 9 ×, + Nic.

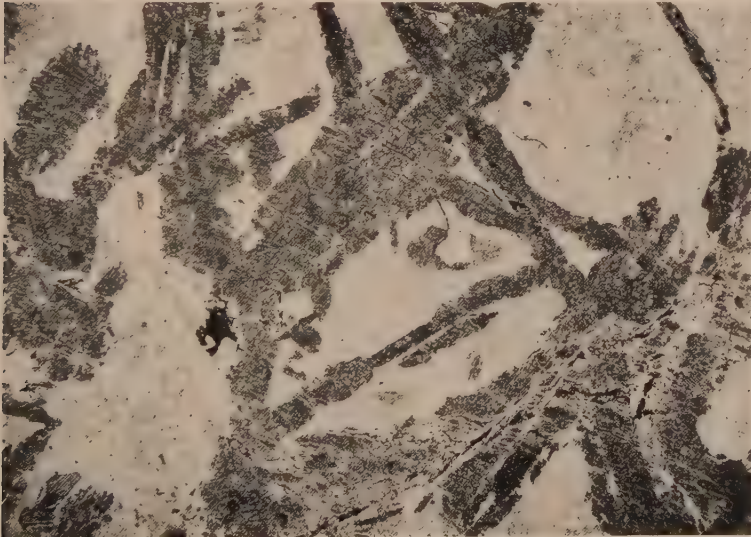


Abb. 5. Typisches Dünnschliffbild eines Olivin-Hornfelses, reich an Grundgewebe von Talk mit Serpentinrelikten bei relativ schwacher Vergrößerung.

Fingerförmig, vorwiegend nach c gestreckte Porphyroblasten von Olivin (dunkel) in sperriger Anordnung mit zwischenliegendem Grundgewebe von Talk und Serpentinresten (hell). Die unregelmäßig-rissige Zerlegung der Olivine ist deutlich erkennbar. Feine Magnetitausscheidungen, größeres Magnetkiesaggregat in der Bildmitte.

Dünnschliff SM 355a, Felsen auf dem Kirch-Bühl östl. Thann, Bl. Erbdorf, Vergr. 9 ×.

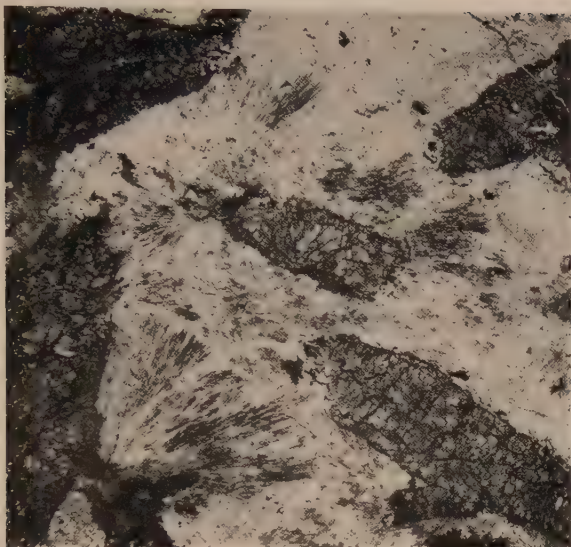


Abb. 6. Olivin-Hornfels mit reichlich Talk und Resten von Serpentin.

Verrundete, fingerförmig-gestreckte Porphyroblasten von Olivin (dunkel, rissig) inmitten eines lichter Grundgewebes, bestehend aus fächerförmig angeordneten Talkaggregaten und weniger charakteristisch hervortretenden Partien von Serpentin. Die Olivinporphyroblasten sind wiederum stark mit Rissen und Sprüngen durchsetzt.

Dünnschliff SM 354a, Felsen des Kirch-Bühl östl. Thann, Bl. Erbdorf, Vergr. $13\frac{1}{2} \times$.

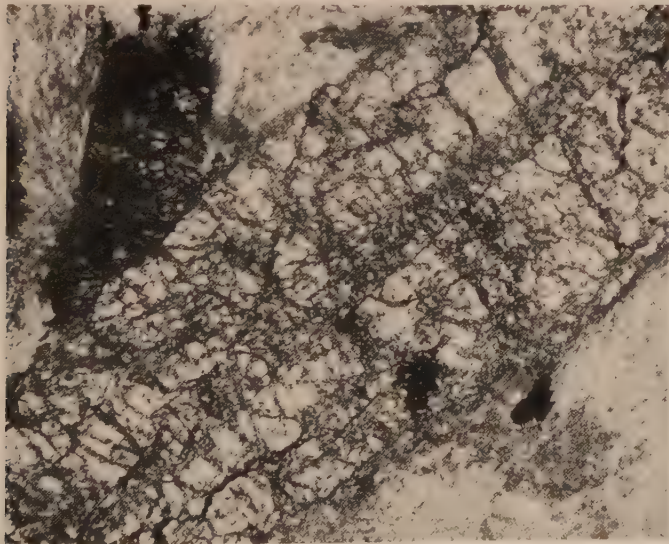


Abb. 9. Porphyroblast von Olivin aus Olivin-Hornfels; neben Olivin Grundgewebe von Talk (licht).

Der Olivinporphyroblast weist eine schmalere „subparallele“ Einwachsung (Verwachsungsspuren deutlich erkennbar) eines weiteren Olivinindividuums mit nur wenig abweichender optischer Orientierung auf. Beide Individuen sind nach *c* gestreckt, wenig deutliche Spaltbarkeit ist gerade noch erkennbar. Links oben im Bilde ist ein kleinerer, vollkommen andersartig orientierter Porphyroblast von Olivin angewachsen (in Dunkelstellung).

Dünnschliff SM 354a, Felsen auf dem Kirch-Bühl östl. Thann, Bl. Erbdorf, Verg. $27 \times$, + Nic.

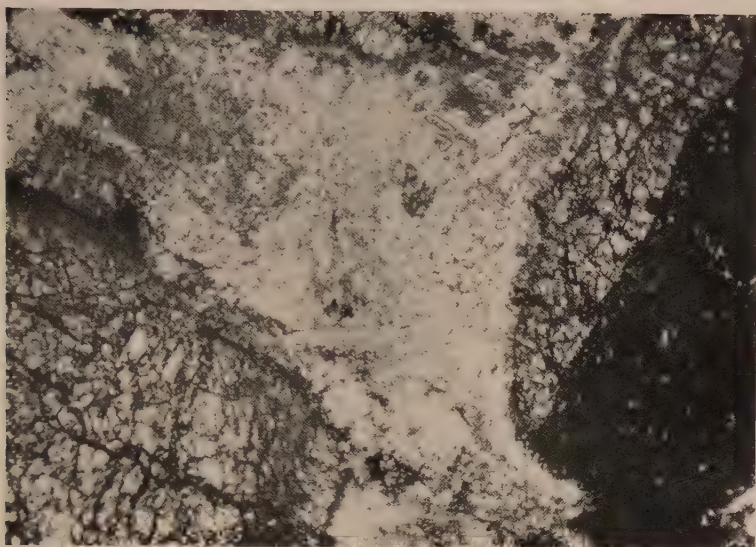


Abb. 10. Wachstumsaggregat zweier Olivinindividuen (rechts im Bilde) im Olivin-Hornfels.

Bei + Nic. deutliche Spur einer leicht wellig-gekrümmten Verwachsungsebene der beiden Olivinindividuen erkennbar. (Rechtes Individuum in Dunkelstellung). Die U-Tischvermessung hat im vorliegenden Falle eine sehr willkürliche Verwachsung ergeben. Insbesondere liegen die Richtungen von n_β (c) und n_α (b) vergleichsweise weitgehend verschieden.

Links im Bilde ein einheitlicher Porphyroblast von Olivin, der sich ebenfalls dunkel und mit Relief vom benachbarten Grundgewebe von Talk (hell) und Serpentinresten (wenig dunkler als Talk) deutlich abhebt.

Dünnschliff SM 354 d. Felsen auf dem Kirch-Bühl östl. Thann, Bl. Erbdorf, Vergr. 27 $\times$, + Nic.



Abb. 11. Verwachsungsaggregat von Olivin (3 Individuen) aus Olivin-Hornfels.

Die beiden Individuen rechts (Dunkelstellung) sind weitgehend „subparallel“ verwachsen (n_β (c) $\sim$ // dem vertikalen Faden des Fadenkreuzes), das Individuum links hingegen besitzt eine abweichende optische und morphologische Orientierung ersteren gegenüber; n_β (c) bildet nach den U-Tischvermessungen einen spitzen Winkel mit der Spur d. Verwachsungsebene (bzw. dem vertikalen Faden des Fadenkreuzes). Spalt- risse nach (001) sind deutlich und setzen z. T. aus einem in das andere Individuum hinein, ein Kennzeichen dafür, daß auch das linke Individuum in bezug auf die c-Richtung nicht sehr verschieden orientiert sein kann.

Dünnschliff SM 340. Lese-

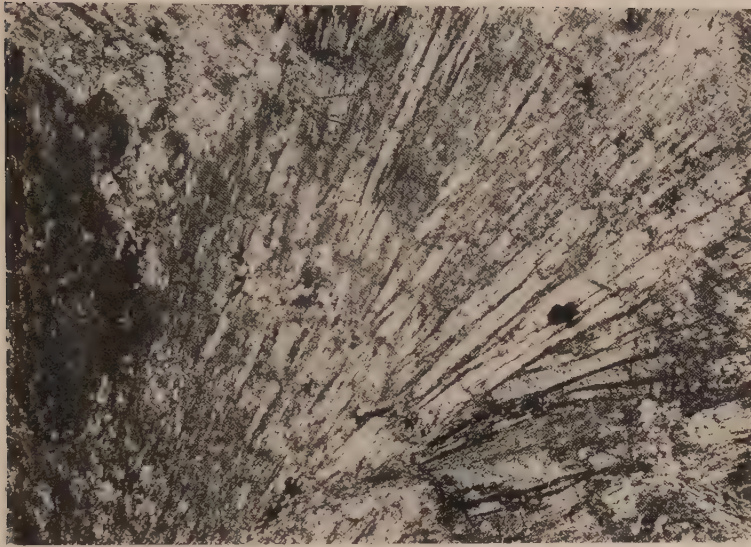


Abb. 13. Beginnende pseudomorphe Einsprossung von Enstatit nach fächerförmig angeordneten Talkaggregaten in Enstatit-Olivin-Hornfels.

Die divergent-strahlig vordringenden, oftmals noch unterbrochenen Enstatitscheite heben sich durch Reliefunterschiede hell vom dunkleren Talkgrunde ab. Dünnschliff SM 329a, Leseblock am Weg Erbdorf—Thumsenreuth am Fuße des Kirch-Bühls, Vergr. 85 $\times$.

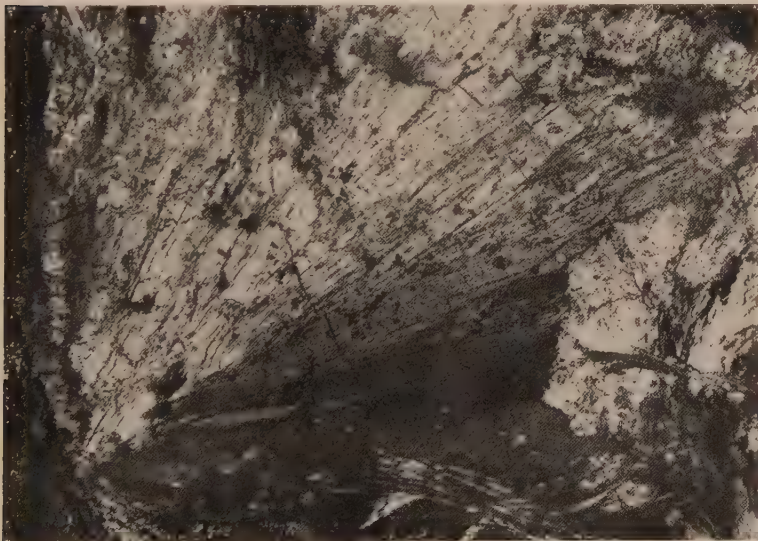


Abb. 14. Vollendete pseudomorphe Einsprossung von Enstatit nach älteren fächerförmig angeordneten Talkaggregaten in Enstatit-(Cumingtonit-) Olivin-Hornfels.

Es hat sich unter vollständiger Verdrängung des Talks ein geschlossenes Enstatitaggregat gebildet, bestehend aus divergentstrahlig aneinandergefügt, scheitförmigen Individuen dieses Minerals. Rechts unten sprossen feine rutenbündelförmig angeordnete Aggregate von cumingtonitischer Hornblende ein.

Dünnschliff SM 340, Leseblock am Weg Erbdorf—Thumsenreuth am Fuße des Kirch-Bühls, Vergr. 63 $\times$, + Nic.



Abb. 15. Enstatit-Olivin-Hornfels mit partieller sukzessiver Talkisierung.

Die Verdrängung des älteren Hornfelsverbandes Enstatit/Olivin durch Talk ist im vorliegenden Beispiel noch nicht weit vorgeschritten. Überall treten noch die divergentstrahligen bis rosettenförmigen Enstatitaggregierungen beherrschend und markant hervor. Rechts unten auf dem Bilde ein größeres, randlich buchtenförmig verdrängtes Individuum von Olivin (auch hier durch ein Netzwerk von Rissen zerlegt). Talk (hell, ganz vorwiegend einer jüngeren (II.) Generation angehörig, verdrängt den etwas älteren Hornfelsverband. In größeren Schuppenpaketen greift er zwickelförmig (oft zusammen mit Chlorit) gegen den Mineralverband Enstatit/Olivin vor.

Dünnschliff SM 521, Leseblock Gipfel des Kron-Bergs, Bl. Erbdorf, Vergr. 18 ×.

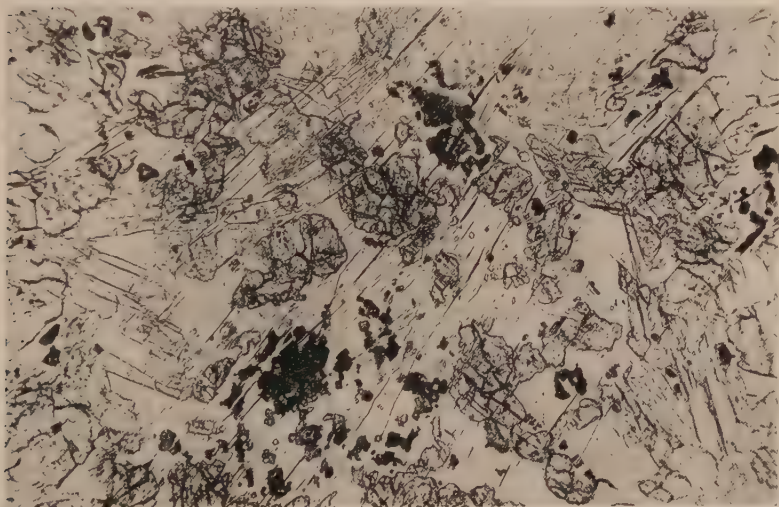


Abb. 16. (Cumingtonit-) Olivin-Hornfels mit sukzessiver partieller Chloritierung unter Spinellbildung.

Ein wenig älterer Hornfelsverband von Olivin und cumingtonitischer Hornblende wird weitgehend verdrängt durch grobschuppigen Chlorit (hell, mit scharfen Spaltrissen). Olivin, in mehreren, netzförmig von Sprüngen durchsetzten verrundeten Körnern erhalten, hebt sich vom umgebenden Chlorit durch kräftige Konturen ab. Prismatisch-stengelig ausgebildete Hornblende zeichnet sich durch deutliche Spaltrisse und Quergliederung ihrer Stengel aus. Sie besitzt auf dem Bilde schwächere Konturen als Olivin, jedoch kräftigere als Chlorit. Augenfällig sind insbesondere die zahlreichen Kornhaufen von Spinell (hier z. T. durch trübende Einschlüsse opak erscheinend) innerhalb der Chloritfelder.

Dünnschliff SM 524, Leseblock auf dem Gipfel des Kron-Bergs, Bl. Erbdorf, Vergr. 81 ×.

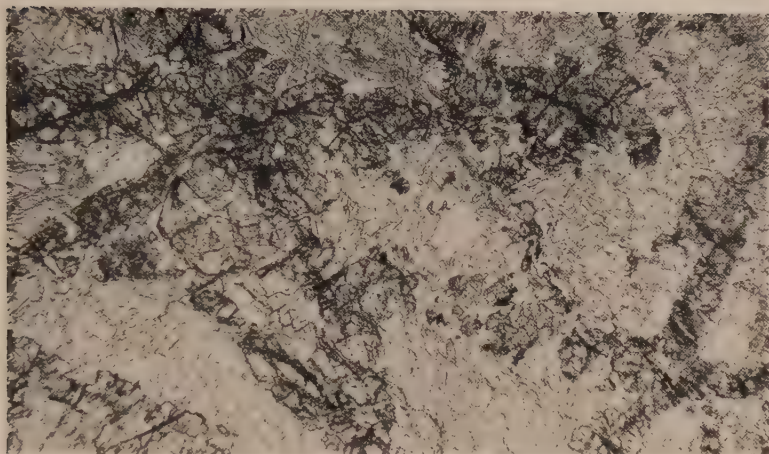


Abb. 17. Olivin-Hornfels mit weitgehend vorgeschrittener, sukzessiver Hornblendisierung.

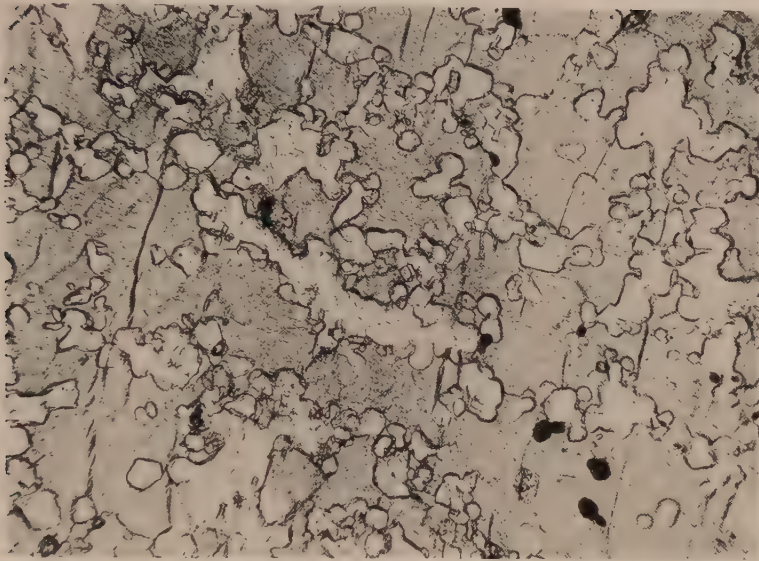
Ein Gewirr von schligig-stengeligen Hornblendekristalloblasten verdrängt einen alten Hornfelsverband, der durch Olivin noch angedeutet ist. Der Olivin mit seinem eigentümlich gestreckten Habitus hebt sich durch merkliches Relief, unregelmäßigen Kornzerfall und eingelagerte Magnetitschnüre deutlich vom feinergegliederten, lichterem Hornblendeverbande auf dem Bilde ab. Dünnschliff SM 349 b, Nordhang des Kron-Berges, Bl. Erbdorf, Vergr. 27×.



Abb. 18. Olivin-Hornfels mit weitgehend vorgeschrittener, sukzessiver Hornblendisierung wie Abb. 17, bei + Nic.

Der unruhige Kornverband wirr-schligiger und stengeliger Hornblende neben einzelnen langgestreckten, optisch vollkommen einheitlichen Olivinresten tritt deutlicher hervor. Der Olivin verhält sich offenbar dem Hornblendisierungs Vorgang gegenüber auffallend resistent.

Dünnschliff SM 349 b, Nordhang des Kron-Berges, Bl. Erbdorf, Vergr. 27×.



(Vergr.
85 ×.)

Abb. 20. Porphyroblast von gem. Hornblende wird poikiloblastisch von Plagioklas durchbrochen und durch feineres granoblastisch ausgebildetes Pflaster von Plagioklas vorwiegend streifig aufgelockert.

(Beginnende Herausbildung einer lichten Streifung in Serpentinithornfelsen vom Typ der Plagioklas-Amphibol-Hornfelse unmittelbar vom Granitkontakt.) Die linke Hälfte der abgebildeten Hornblende läßt durch wenig dunklere Tönung eine etwas stärker absorbierende, bräunliche Partie, die rechte eine graugrüne Partie erkennen.

Dünnschliff SM 533, Felsblock am Nordhang des Kron-Bergs, Bl. Erbdorf.



(Vergr.
18 ×.)

Abb. 21. Typisches mikroskopisches Bild eines Plagioklas-Amphibol-Hornfelses serpentinitischer Abkunft.

Poikiloblastisch-diablastische Strukturelemente sind bei deutlicher Vorwacht von Hornblende charakteristisch. Die licht hervortretenden Plagioklaspartien bestehen aus einem feineren Körnermosaik. Zahlreiche Haufen von Magnetit und Magnetkies treten als opake Bestandteile augenfällig hervor. Dünnschliff SM 535, Felsblock am Nordhang des Kron-Bergs, Bl. Erbdorf.



Abb. 22. Plagioklas-Amphibol-Hornfels serpentinitischer Abkunft.

Diablastischer Verband von Hornblende/Plagioklas mit augenfälligen, schleierförmigen Erzausscheidungen und größeren Erzkörnern wird streifenweise (linke obere Bildecke und Bildmitte von links unten nach rechts oben) durch stärkere Plagioklaseinwanderung und Verdrängung der Hornblende schlierig aufgelockert.

Dünnschliff SM 344, Nordhang des Kron-Berges, Vergr. 9 ×.



Abb. 23. Plagioklas-Amphibol-Hornfels serpentinitischer Abkunft.

Diablastischer Hornblende/Plagioklas-Verband. Um größere Eisenerzkörner breite Säume von Biotit (rechte Bildseite erkennbar). Links oben Porphyroblast von brauner Hornblende ist der Aufzehrung durch den diablastischen Verband entgangen.

Dünnschliff SM 344, Nordhang des Kron-Berges, Vergr. 63 ×.

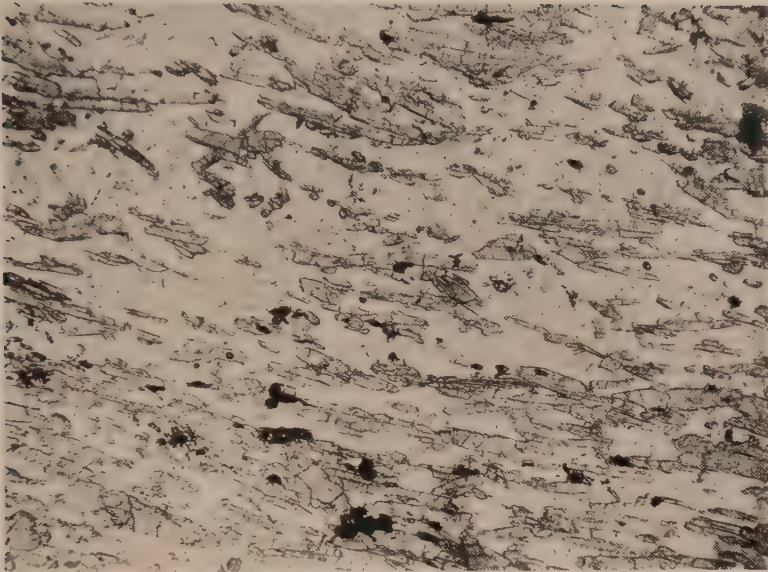


Abb. 24. Dünnschliffbild eines nicht sehr streng lagig gegliederten prasinitischen Amphibolits (nach dem Längsbruch) ohne sichtbare Wirkung einer Kontaktmetamorphose.

Stengel prasinitischer Hornblende, Plagioklas (aus einem feineren Körnermosaik bestehend) und Erzkörner als Übergemengteil. Der rel. spärlich beigemengte Epidot tritt zufällig auf der Abbildung nicht hervor.

Dünnschliff SM 560, Felsen ostwärts Grötschenreuth, Bl. Erbdorf, Vergr. 31 $\times$.



Abb. 25. Partien eines solchen prasinitischen Amphibolits (wie Abb. 24) mit einer beginnenden merkbaren Auflockerung und Umkristallisation der Hornblendens im Bereiche der Kontaktmetamorphose in feinere, nadelige Aggregate.

Dünnschliff SM 366, Leseblock dicht neben den Felspartien ostwärts Grötschenreuth, Bl. Erbdorf, Vergr. 27 $\times$.



Abb. 26. Typischer Prasinit hornfels (Plagioklas-Amphibol-Hornfels prasinitischer Abkunft).

Garbig angeordnete Büschel von Hornblende durchspießen ein feineres Pilaster von Kalknatronfeldspat. Körnelaggregate von Erz (im wesentlichen Magnetkies, zu einem kleineren Teil Magnetit) sind stets reichlich in den Schliffbildern zerstreut.

Dünnschliff SM 446 a, Lesestein NE Grötschenreuth, Bl. Erbbendorf, Vergr. 63 $\times$.

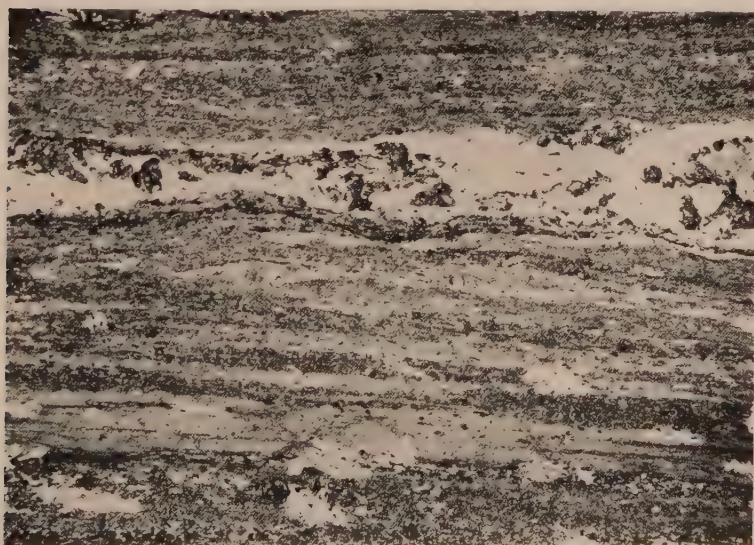


Abb. 27. Unveränderter Prasinit mit sehr feiner Bandstreifung nach dem Längsbruch.

Die lichten Bänder sind reich an Plagioklas, die dunkleren an Hornblende. Ein größeres Band liegt in der oberen Hälfte des Bildes, vorwiegend aus Plagioklas mit größeren Epidotkörnern bestehend. Noch stark hervortretende Deformationstexturen geben dem Gefügebild das Gepräge.

Dünnschliff SM 359 b, Felsen an der Straße Erbbendorf—Grötschenreuth am Osthang des Naabtales, Vergr. 9 $\times$.

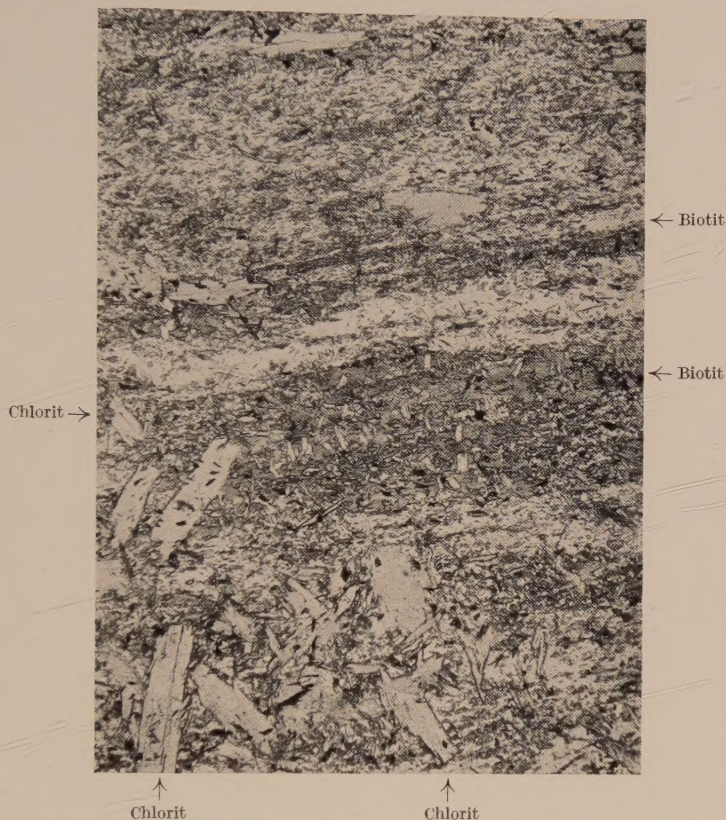


Abb. 29. Prasinitornfels (biotitisierter und chloritisierter Plagioklas-Amphibol-Hornfels prasinitischer Abkunft).

Trotz weitgehender Umkristallisation durch Kontaktmetamorphose ist die alte Bandstreifung in bezug auf die Verteilung leukokrater und melanokrater Anteile erhalten geblieben.

Die lichten Lagen bestehen aus einem feinen granoblastischen Pflaster von Plagioklas, die dunklen, vorwiegend aus Biotit (neben Hornblende). Während der Biotit sich durch eine gewisse Wachstumsregelung in die melanokraten Lagen mehr oder weniger einfügt und alte Texturen abbildet, wächst der viel gröber entwickelte Chlorit kreuz und quer ein (unterer Teil der Abb.). Bemerkenswert ist ferner, daß auch die Erzkörner in langen Reihen die alte Lagentextur getreu abbilden und ungehindert insbes. von den Chloritporphyroblasten umschlossen werden.

Dünnschliff SM 439, Lesestein NE Grötschenreuth, Bl. Erbdorf, Vergr. 27 ×.



Abb. 31. Prasinithornfels (Plagioklas-Amphibol-Hornfels) mit zahlreichen fleckigen Partien von Diopsid-Vesuvianfels (hell), in ihrer Anordnung eine alte Lagentextur des Prasinites noch verschwommen abbildend. Trotz vollständiger Umkristallisation durch Kontaktmetamorphose sind solche Stoffkontraste einer Lagengliederung des Edukts gewahrt, wenn auch unter weitgehender Auflockerung der Bänderung (im Bilde abgerissene und verwischte Bänderung von links oben nach rechts unten).

Leseblock E Grötschenreuth, SM 569, ca. $\frac{1}{3}$ nat. Gr.,

phot. Dr. G. PFEFFERKORN.

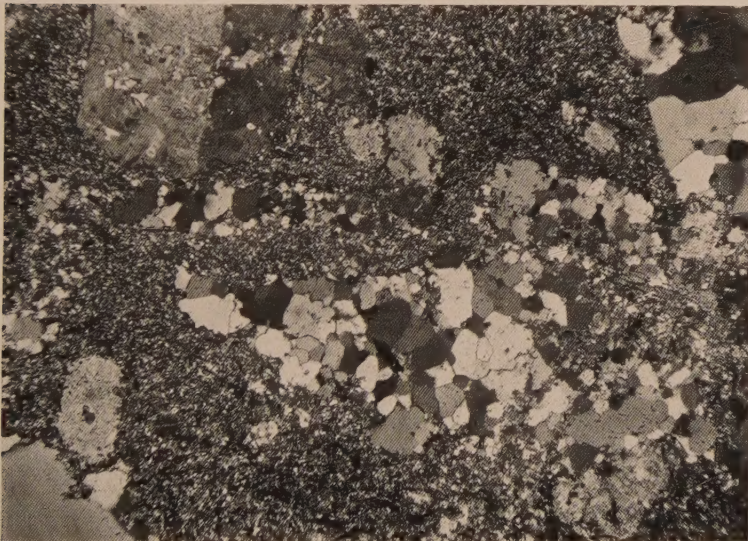


Abb. 32. Kontaktmetamorph beeinflusster Meta-Quarzkeratophyr. Einsprenglinge in einer kontaktmetamorph überprägten Prasinitserie.

Einsprenglinge von Plagioklas, Orthoklas und Quarz, letzterer weitgehend in ein Mosaik von kleineren Körnern zerfallen, inmitten eines gleichmäßig feinkristallisierten Grundgewebes. Dieses Grundgewebe (bestehend aus einem feinverzahnten Mosaik von Quarz und Feldspat) ist wohl im wesentlichen unter dem Einfluß der Kontaktmetamorphose aus einer ehemals dichten Grundmasse rekristallisiert. Der Feldspateinsprengling links oben im Bilde zeigt poikiloblastische Einwachsungen, die ebenfalls auf kontaktmetamorphe Einwirkung zurückgehen.

Dünnschliff SM 440, Lesestein NE Grötschenreuth, Vergr. 27 $\times$, + Nic.

